

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI “G. D’ANNUNZIO”
- CHIETI-PESCARA -

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI
CORSO DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE

TESI DI LAUREA SPERIMENTALE IN GEOLOGIA REGIONALE

***MODELLAZIONE NUMERICA DEL CAMPO DI
DEFORMAZIONE ATTIVO DELL’AREA TIRRENICO-
APPENNINICA***

LAUREANDO
MICHELE MATTEO COSIMO CARAFA

RELATRICE
PROF.SSA GIUSY LAVECCHIA

CO-RELATORE
PROF. SALVATORE BARBA

Molti problemi, in ambito scientifico, vengono risolti con l'aiuto di un modello matematico che rappresenti l'oggetto dell'indagine. Infatti, la soluzione analitica al problema non sempre esiste; pertanto si ricorre ad una soluzione numerica, o approssimata, che fornisca una valutazione approssimata della soluzione "analitica", detta anche "esatta". Questa soluzione approssimata viene calcolata su di un certo numero di nodi, disposti in posizioni discrete del dominio spaziale o temporale. Diversi problemi geologici sono studiati seguendo questa stessa procedura; il problema viene scomposto in parti semplici di proprietà note ed in seguito ricomposto a formare l'insieme totale per studiare in maniera appropriata le eventuali interazioni fra tali parti semplici.

Nel mio lavoro integro informazioni geologiche e geofisiche e sviluppo una serie di modelli numerici di stress, strain rate e velocità superficiali per la catena appenninica allo scopo di confrontarli con dati indipendenti. La modellazione numerica utilizza il metodo degli elementi finiti. Le velocità nodali sono calcolate mediante il metodo di Galerkin, o dei residui pesati, tramite l'uso del software SHELLS (Bird, 1999).

I modelli sviluppati descrivono l'evoluzione dell'area investigata calcolando lo strain rate sul territorio nazionale e determinano, in termini probabilistici nell'approssimazione stazionaria, l'attività futura dell'area stessa.

Il software SHELLS utilizza una serie di approssimazioni:

- deformazione anelastica - viene trascurata, quindi, la fase di loading di strutture sismogenetiche. Questa approssimazione non è importante quando si considera l'evoluzione di un'area su tempi geologici.
- proprietà termiche costanti e conduzione verticale del calore;
- approssimazione dello stress verticale come litostatico – la flessurazione pertanto non può essere riprodotta;
- litosfera continentale a due strati - crosta e mantello;
- nessuna variazione della topografia - quindi nessuna componente verticale per le velocità.

Il lavoro si articola in diverse fasi (costruzione delle griglie; definizione della struttura litosferica, inserimento di appropriate condizioni al contorno) per arrivare allo sviluppo di differenti modelli numerici “quasi” tridimensionali. L'approssimazione litostatica e l'impossibilità di descrivere velocità verticali rende, infatti, tali modelli finali non esattamente tridimensionali

Nella prima fase costruisco quattro griglie agli elementi finiti, ciascuna composta da 2696 elementi, con un numero dei nodi compreso tra 1496 a 1604 (distanza media di 15-20 km). Ad ogni nodo associo il valore topografico (latitudine, longitudine, altitudine) tramite il database mondiale ETOPO5. Ogni griglia (1-4) differisce dalle altre per gli spessori crostali e per la definizione della base della litosfera: nella griglia 1 definisco la profondità della Moho in approssimazione isostatica e la base della litosfera all'isoterma dei 1600 K; le griglie 2 e 3 utilizzano entrambe le isobate della Moho ottenute dai profili DSS (Nicolich, 2001) mentre si differenziano per l'isoterma della base della litosfera (rispettivamente 1600 K- griglia 2 - e 1900 K – griglia 3-); la griglia 4 sfrutta gli spessori litosferici calcolati da Panza et alii (1992) tramite la dispersione delle onde superficiali. Calcolo il flusso di calore in superficie per ogni nodo della griglia 1 (isostatica) tramite interpolazione numerica delle isoterme di Della Vedova et alii (2001). Per le griglie 3 e 4, ricalcolo il flusso di calore superficiale a partire da Della Vedova et alii (2001) nell'ipotesi che la temperatura massima alla Moho sia rispettivamente 1000 K e 1300 K. Tali limiti superiori derivano dalle considerazioni di Pasquale et alii (1997) circa il flusso di calore regionale e di Gualtieri e Zappone (1998) per l'area Tosco – Umbra. Stabilisco i parametri da utilizzare (come descritto meglio nella tesi) e verifico che l'errore degli spostamenti superficiali sia dello stesso ordine di grandezza dell'errore delle misurazioni geodetiche (1mm/yr). Infine, considero una serie di differenti condizioni al contorno possibili per le diverse zone dell'area investigata. Queste variazioni producono più modelli, ognuno dei quali rappresenta una regione: la Sicilia, l'Arco Calabro, l'Appennino Meridionale e l'Appennino Settentrionale. Infine, confronto ogni singolo modello con le misurazioni geodetiche di spostamento (Anzidei et alii, 2001; Nocquet e Calais, 2004; Hollenstein et alii, 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004), con le orientazioni di $S_{h(\min)}$ (Montone, 2004) e con

lo spostamento del fronte esterno ionico e appenninico. In questo modo valuto quanto ogni singolo modello sia da considerare realistico.(figura1)

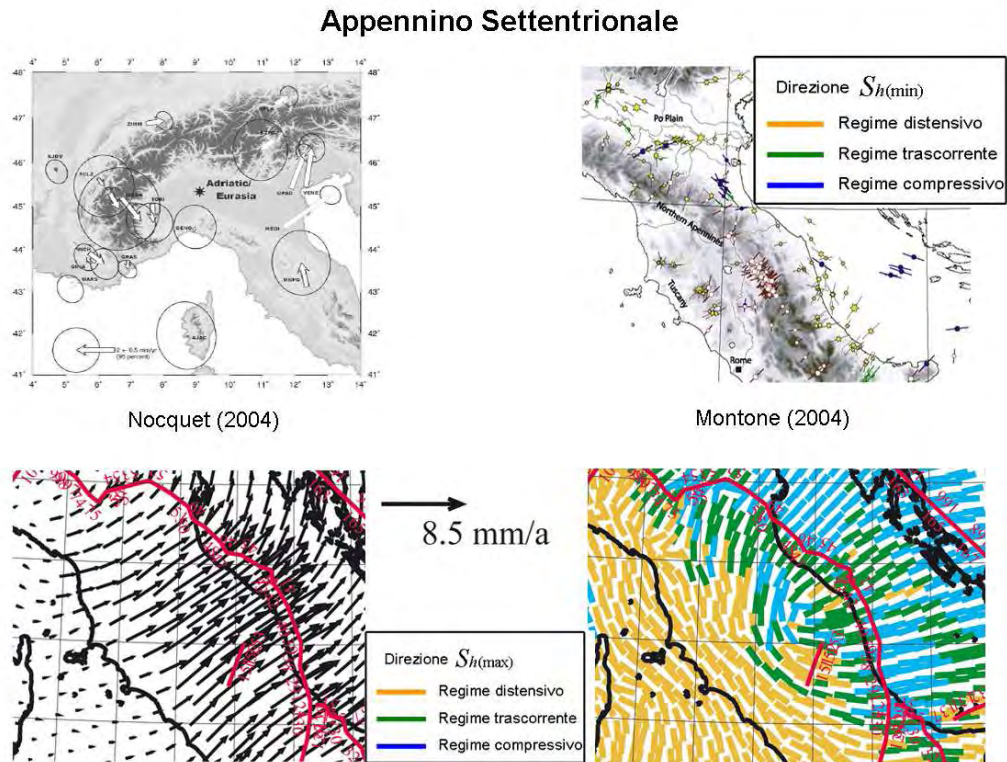


Figura 1. Esempio del lavoro svolto per ogni singola area. Alle principali caratteristiche del campo di deformazione attivo (misurazioni geodetiche e campo degli stress attivi) sono stati affiancati una serie di modelli. Viene scelto il modello che presenta minori inconsistenze con le misurazioni dirette.

Risultati. Tra tutti i modelli sviluppati in questo lavoro, seleziono quelli che hanno presentato minori inconsistenze con i dati reali per ogni singola area. Propongo quindi quattro modelli che differiscono fra loro per le condizioni al contorno, per la struttura crostale utilizzata, per la definizione della base della litosfera e per le trazioni di taglio applicate ad essa. Osservo che il modello isostatico non rappresenta sufficientemente le osservazioni. Concludo che il campo di deformazione attivo viene riprodotto considerando la convergenza Africa – Eurasia e la rotazione antioraria della microplacca adriatica, mentre l’avanzamento dei fronti esterni dipende dalle trazioni alla base della litosfera. I modelli in cui non vi è avanzamento dei fronti esterni riproducono comunque bene il campo degli spostamenti superficiali per l’area studiata; anche il regime degli stress concorda bene, con i dati di Montone (2004), ma gli assi $S_{h(min)}$ mostrano per alcuni modelli rotazioni anche significative. Il modello “preferito” - con trazioni alla base della

litosfera- mostra delle inconsistenze rispetto ai dati GPS e all'orientazione di $S_{h(min)}$ per la Calabria, mentre descrive bene la deformazione attiva dell'Appennino Settentrionale e dell'Adriatico Centrale.(figura 2)

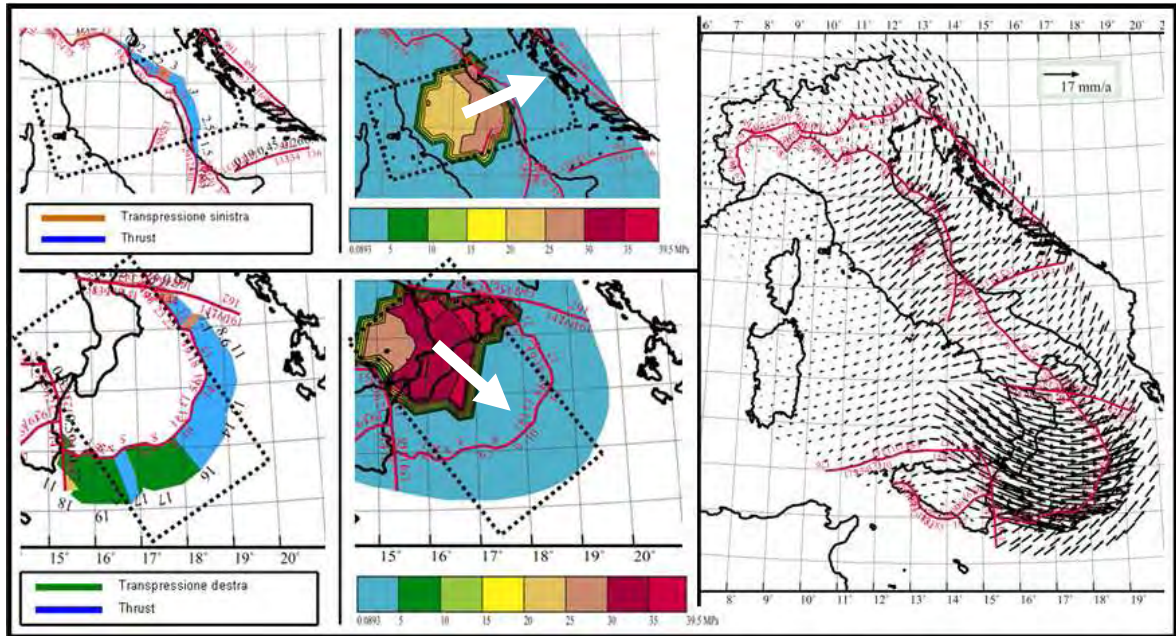


Figura 2. il modello finale con le trazioni alla base da applicare per ottenere l'avanzamento del fronte compressivo nell'Adriatico Centrale e nello Ionio.

Propongo, infine, per ogni modello finale una mappa dello strain rate per l'area italiana tirreno – appenninica su nodi distanti in media 20 km.(figura 3)

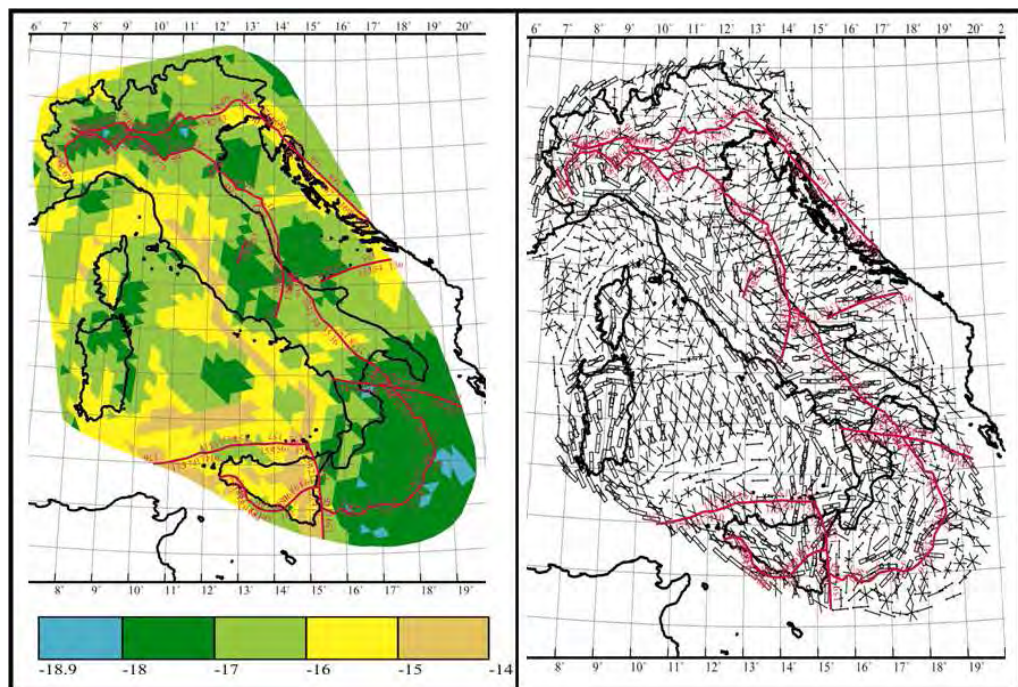


Figura 3. A sinistra: mappa dello strain rate, in scala logaritmica. A Destra le micro-faglie che si verrebbero a formare all'interno di ogni elemento: la X indica faglia trascorrente, il rettangolo vuoto faglia diretta, il simbolo di Dumbbell –segmento- thrust.

Confronto con altri autori. Tramite il confronto con precedenti lavori eseguiti alla stessa scala, confermo il valore medio della forza deviatorica totale massima ($0,5/2\text{TN/m}$) proposta da Lavecchia et alii (1995).

I modelli finali sviluppati in questo lavoro riproducono più fedelmente il campo della deformazione attiva rispetto a quanto fatto da Jimenez-Munt et al. (2003). La causa di ciò è dovuto ad un differente metodo di modellare l'avanzamento del fronte ionico.

Rispetto alla mappa dello strain rate di Caporali(2003) si nota che i modelli finali riproducono bene il valore di $31 \pm 11 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ proposto dall'autore per l'Appennino Meridionale e valori di strain rate inferiori ai $10 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ per l'Appennino Settentrionale.

Ho cercato di giustificare la presenza di trazioni applicate alla litosfera considerando precedenti lavori di evoluzione geologica dell'area italiana. Nella mia opinione, le trazioni di taglio sono fondamentali sia in presenza di fenomeni subduttivi (Doglioni, 1991) (figura 4), sia in presenza di un plume profondo con caratteristiche chimiche peculiari (Lavecchia, 2003).(figura 5)

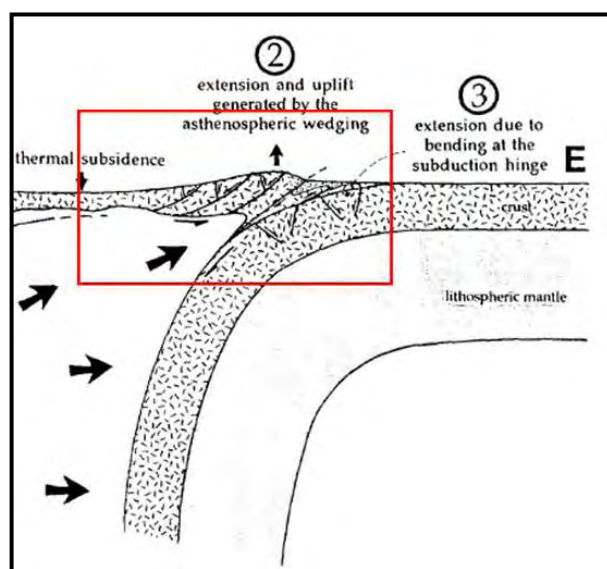


Figura 4. Trazioni di taglio da inserire alla base della litosfera in uno scenario subduttivo (da Doglioni, 1991).

Questo lavoro mostra anche come migliorare i modelli finali. Gli spessori utilizzati in questa modellazione numerica possono essere integrati, o sostituiti, con dati

differenti proposti da altri autori (es. Scarascia et alii, 1994): una migliore conoscenza della struttura litosferica dell'area dovrebbe migliorare il risultato. Altrettanto importante è l'analisi del flusso di calore regionale, grazie al quale perturbazioni crostali a carattere locale potrebbero essere isolate, rendendo più omogenea gli spessori della litosfera definita termicamente.

Interessanti prospettive derivano anche dall'considerare la presenza delle principali strutture sismogenetiche (Valensise e Pantosti, 2001), in quanto tale modellazione permette di calcolare lo slip rate anelastico e quindi stabilire, in termini puramente probabilistici, l'evoluzione futura delle strutture stesse.

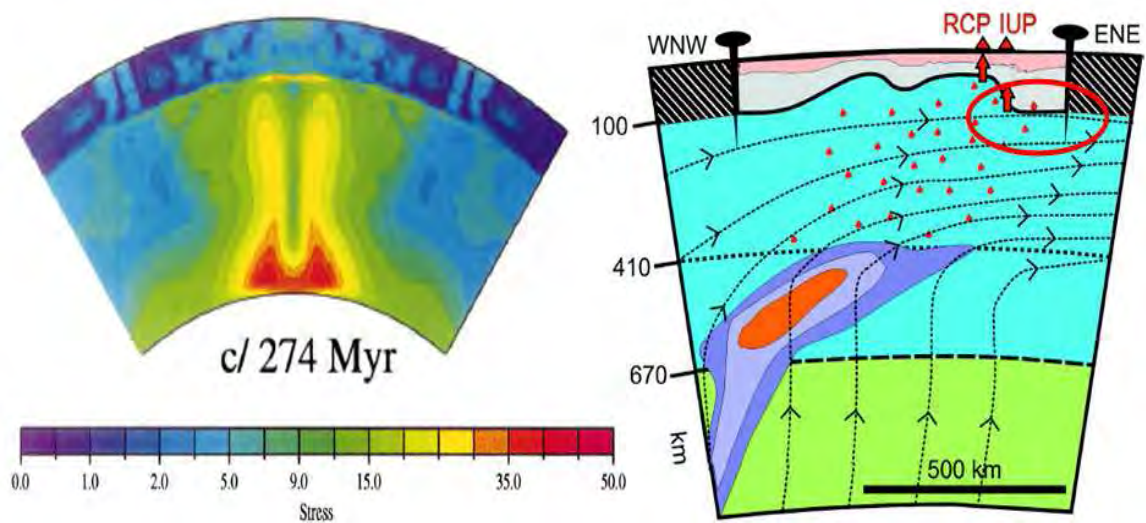


Figura 5. Trazioni di taglio da inserire in presenza di plume localizzati nella zona di transizione. A sinistra le trazioni esercitate dal plume in risalita (da Brunet e Yuen, 2000). A destra, la zona in cui risultano essere presenti le trazioni di taglio.

BIBLIOGRAFIA

- Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., Mantovani, E., Pesci, A., Riguzzi, F. and Serpelloni, E., 2001. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys, *Geophysical Journal International*, Vol. 146, pp. 98–110.
- Bird, P., 1999. Thin-plate and thin-shell finite element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting, *Computers & Geosciences*, Vol. 25(4), pp. 383-394.
- Caporali, A., Martin, S. and Massironi, M., 2003. Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network – II strain rate versus seismicity and structural geology, *Geophysical Journal International*, Vol. 155, pp. 254 - 268.
- D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the

- Messina Straits from GPS measurements, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, B11402, doi:10.1029/2004JB002998.
- Della Vedova B., Bellani S., Pellis G. & Squarci P., 2001. Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.): "Anatomy of an 59 orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins", Kluwer Academic Publishers, pp.65-76, Dordrecht, The Netherlands.
 - Doglioni C., 1991. A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system. *Terra Nova*, 3, 4, pp. 423-434.
 - Gualtieri L. e Zappone A., 1998. Hypothesis of Eusialic Subduction in the Northern Apennines: a petrophysical contribution *Memorie della Società Geologica Italiana*, 52, 205-214.
 - Hollenstein, C. H., Kahle, H.-G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S. and Giardini, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy, *Geophysical Research Letters*, 30(18), 1935, doi:10.1029/2003GL017554.
 - Jimenez-Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A. and Bianco, G., 2003. Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical modelling and geodetic and seismological data, *Geophysical Research Letter*, Vol. 108 (B1), 2006, doi:10.1029/2001JB001544, 2003.
 - Lavecchia, G., Boncio, P., Creati, N., and Brozzetti, F., 2003. Some Aspects Of The Italian Geology Not Fitting With A Subduction Scenario *Journal of the Virtual Explorer* 10, pp. 1-14.
 - Lavecchia, G., Federico, C., Stoppa, F. & Karner, G.D., 1995. La distensione toscano-tirrenica come possibile motore della compressione appenninica, *Studi Geologici Camerti*, volume speciale 1995/1, pp. 489-497.
 - Montone, P., Mariucci, M. T., Pondrelli, S. and Amato, A., 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean), *Journal of Geophysical Research*, 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703.
 - Nicolich, R., 2001. Deep Seismic Transects. In: Vai, G.B., Martini, P., (Eds), In Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publishers, pp. 47-52.
 - Nocquet, J.-M. and Calais, E., 2004. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure appl. geophys.* 161.
 - Panza, G.F., Scandone, P., Calcagnile G., Mueller S. & Suhaldoc P. (1992) . The lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions. *Quaderni de .La Ricerca Scientifica.*, 114 (3), CNR.
 - Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P., Ranalli, G., 1997. Rheology. and seismotectonic regime in the northern central Mediterranean, *Tectonophysics*, Vol. 270, pp. 239-257.
 - Scarascia, S., Lozej, A. & Cassinis, R., 1994. Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian Seas and adjacent onshore areas interpreted

from wide-angle seismic profiles. *Bollettino di Geofisica Teorica Applicata*, Vol. 36, 141-144.

- Valensise G. & Pantosti, D. (eds), 2001. Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy, *Annali di Geofisica*, Vol. 44, Suppl. 1, with CD-ROM.

RIASSUNTO

Integrando informazioni geologiche e geofisiche, ho sviluppato una serie di modelli di stress, strain rate e velocità superficiali per la catena appenninica allo scopo di confrontarli con le informazioni attualmente disponibili. La modellazione numerica è stata sviluppata utilizzando la tecnica degli elementi finiti e le velocità nodali sono state risolte mediante il metodo di Galerkin, o dei residui pesati, tramite l'uso del software SHELLS (Bird, 1999).

I modelli sviluppati permettono di studiare l'evoluzione dell'area investigata calcolando lo strain rate sul territorio nazionale e stabilire, in termini probabilistici, l'attività futura dell'area stessa.

Il software utilizza una serie di approssimazioni:

- deformazione anelastica;
- proprietà termiche costanti e conduzione verticale del calore;
- approssimazione dello stress verticale come litostatico;
- litosfera continentale a due strati;
- nessuna variazione della topografia, quindi nessuna componente verticale per le velocità.

Il lavoro è stato articolato in diverse fasi per arrivare allo sviluppo di differenti modelli numerici “quasi” tridimensionali potenzialmente rappresentativi della situazione attuale.

La prima fase è consistita nella costruzione di quattro griglie agli elementi finiti, ciascuna composta da 2696 elementi. Il numero dei nodi di ciascuna griglia è compreso tra 1496 e 1604 con una distanza media di 15-20 km. Ad ogni nodo è stato assegnato il valore topografico (latitudine, longitudine, altitudine) tramite il database mondiale ETOPO5. Ogni griglia differisce dalle altre per gli spessori crostali e per la definizione della base della litosfera: una griglia utilizza l'approssimazione isostatica per definire la profondità della Moho e l'isoterma dei 1600°K per definire la base della litosfera; due utilizzano le isobate fornite da Nicolich (2001) per la crosta e isoterme differenti (1600°K-1900°K) per la litosfera e l'ultima si basa sul lavoro di Pontevivo e Panza (2002). Il flusso di calore superficiale per ogni nodo della griglia isostatica è stato calcolato tramite

interpolazione numerica delle isoterme di Della Vedova et alii (2001). Nelle griglie con spessori della crosta forniti da Nicolich (2001), il flusso di calore superficiale di Della Vedova et alii (2001) è stato modificato in modo tale che la temperatura alla Moho non ecceda rispettivamente i 1000°K e i 1300°K.

Dopo aver opportunamente considerato i parametri da utilizzare e dopo aver stimato l'errore del metodo si sono considerate una serie di differenti condizioni al contorno per le diverse zone dell'area investigata. Si sono così creati diversi modelli per studiare il campo della deformazione attiva per la Sicilia, l'arco calabro, l'Appennino Meridionale e l'Appennino Settentrionale. Una buona letteratura consente di effettuare una valutazione della significatività di ogni singolo modello per confronto con le misurazioni geodetiche di spostamento, le orientazioni di $S_{h(min)}$ e lo spostamento del fronte esterno ionico e appenninico.

Vengono proposti quattro modelli finali che differiscono fra loro per le condizioni al contorno, per la struttura crostale utilizzata, per la definizione della base della litosfera e per le trazioni di taglio applicate ad essa. Sono stati preferiti come modelli finali quelli che hanno presentato minori inconsistenze con i dati reali per ogni singola area. Il modello isostatico non rappresenta sufficientemente i dati di riferimento per cui è stato abbandonato.

Il risultato consiste in una mappa dello strain rate per l'area tirrenico – appenninica su nodi distanti in media 20 km ottenuta per ogni singolo modello finale che riproduca bene i data set esistenti.

Le trazioni di taglio applicate ad un modello finale sono fondamentali sia in presenza di fenomeni subduttivi, sia in presenza di un plume profondo con caratteristiche chimiche peculiari.

CAPITOLO I: INTRODUZIONE

1.1. LA MODELLAZIONE NUMERICA

La soluzione di numerosi problemi, in differenti ambiti scientifici, viene ricercata adottando un modello matematico che rappresenta l'oggetto indagato. Tale modello è descritto da equazioni delle quali si cerca la soluzione analitica.

Non sempre però è possibile trovare una soluzione analitica al problema, quindi, tale difficoltà viene superata considerando valori numerici prossimi alla soluzione in particolari punti del dominio spaziale o temporale, chiamati nodi. Diversi problemi geologici vengono di solito studiati scomponendo il dominio spaziale in parti semplici delle quali sono note le proprietà. In seguito si tiene conto di come tali parti sono collegate tra loro a formare l'insieme totale per studiare in maniera appropriata le eventuali interazioni. Risulta dunque evidente che la suddivisione di un sistema in "elementi" ha un carattere convenzionale anche se è chiaro che le proprietà generali della struttura investigata devono essere invarianti al variare del tipo di suddivisione in elementi.

Il metodo numerico trasforma, quindi, l'equazione o le equazioni differenziali in più equazioni algebriche: in tal modo l'informazione continua, contenuta nella soluzione analitica, viene trasformata in una soluzione discreta. L'idea che sta alla base di questo metodo di operare è che ogni struttura, per quanto complessa, può essere scomposta in un numero finito di elementi aventi una forma semplice la cui geometria è definita dai nodi. Una tale procedura è, evidentemente, più semplice rispetto al problema posto sull'intera struttura ma comporta un maggior dispendio di tempo per il calcolo delle soluzioni nei vari nodi del dominio. Il dominio, in questo tipo di approccio, è rappresentato da subregioni nelle quali la funzione incognita viene approssimata da funzioni più semplici. La soluzione completa sarà data dall'assemblaggio delle soluzioni individuali. Questo metodo comprende diverse fasi che possono essere riassunte in:

1. creare e discretizzare il dominio in elementi finiti, cioè in nodi ed elementi;
2. sviluppare le equazioni per un elemento;
3. assemblare gli elementi per rappresentare l'intero problema;
4. applicare le condizioni al contorno e quelle iniziali;

5. cercare la soluzione del set di equazioni algebriche per ottenere i risultati ai nodi.

Il primo passo nella procedura del calcolo numerico, vale a dire la discretizzazione del dominio in esame in regioni più piccole e in punti (nodi), risulta particolarmente importante. Questa descrizione può approssimare tanto più il sistema originario quanto più le componenti “elementari” sono piccole, e nel passaggio al limite, cioè nel caso di componenti infinitesime, la descrizione diventa continua. In generale, si cerca un bilanciamento tra il grado di accuratezza richiesto alla soluzione e la complessità della risoluzione del problema, per cui va ricercata una descrizione *ottimale* del sistema.

Qualunque sia la formulazione numerica adottata, affinché questa sia accettabile, occorre che la soluzione converga al valore esatto del problema. In pratica si cerca di rendere nullo il residuo in tutto il dominio.

Diversi sono i metodi numerici che oggi vengono usati per avere valori ai nodi; fra questi i più noti sono il metodo delle differenze finite o il metodo degli elementi finiti, di cui, il metodo di Galerkin rappresenta quello più comune oltre che quello utilizzato nel programma SHELLS.

Per comprendere in cosa consista tale metodo e come agisca, conseguentemente, il programma conviene descrivere un problema semplice risolto con il metodo di Galerkin.

Si consideri la seguente equazione differenziale (1.1) da risolvere in un dominio mono-dimensionale D , soggetto ad una qualche particolare condizione al contorno:

$$p \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + q = 0 \quad (1.1)$$

dove p e q sono costanti e $a \leq x \leq b$.

Il metodo dei residui pesati viene applicato per ottenere una soluzione dell'equazione. La soluzione esatta $u(x)$ sia approssimata da $u^\#(x)$ cosicché

$$u(x) \approx u^\#(x) = \sum_{j=1}^m \phi_j(x) c_j \quad (1.2)$$

Le $\phi_j(x)$ sono una serie di funzioni di base (trial functions) continue che devono soddisfare le condizioni al contorno della (1.1), mentre c_j sono parametri costanti incogniti.

Quando la (1.2) è sostituita nella 1.1 è improbabile che l'equazione sia soddisfatta e ci sarà, quindi, un residuo R

$$p \frac{\partial^2 u^\#}{\partial x^2} + q = R(x) \quad (1.3)$$

Chiaramente tale residuo sarà nullo per la soluzione esatta. Questo, però, non è il caso dell'approssimazione utilizzata in (1.2). Nell'approccio di Galerkin la media pesata di questo residuale deve essere uguale a zero nell'intero dominio dell'equazione; in aggiunta, le funzioni peso (*weighting functions*) del residuo sono le stesse funzioni di base. Quindi

$$\int \phi_j(x) R(x) dx = \int \left[p \frac{\partial^2 u^\#}{\partial x^2} + q \right] \phi_j(x) dx = 0 \quad (1.4)$$

Come spiegato in precedenza in un modello agli elementi finiti il problema è posto come un set di elementi separati. Il dominio $[a, b]$ è diviso in una serie di elementi discreti $\{[x_i, x_{i+1}], i=1, n\}$ alla quale si applica il processo di Galerkin come mostrato in figura 1.

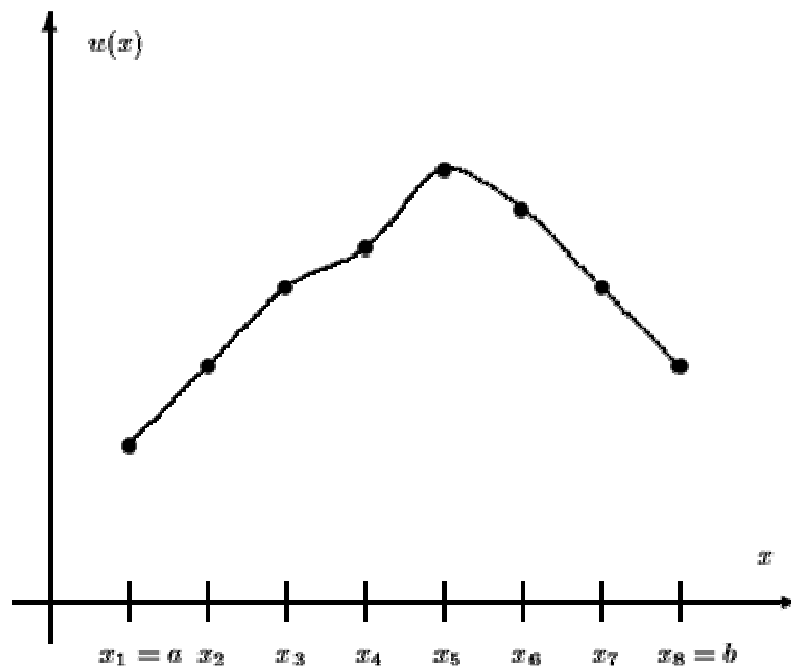


Figura 1.

Questo comporta che per ogni elemento

$$\int_{x_i}^{x_{i+1}} \phi_j dx = \int_{x_i}^{x_{i+1}} \left[p \frac{\partial^2 u^\#}{\partial x^2} + q \right] \phi_j(x) dx = 0 \quad (1.5)$$

Spesso le funzioni ϕ_j sono indicate con $N_i(x)$.

Le funzioni devono essere continue e soddisfare le condizioni al limite valide per $u(x)$. Come funzioni base vengono scelti dei polinomiali di basso grado.

Se le ϕ_j sono polinomiali, $u^\#(x)$ può essere scritta come

$$u^\#(x) = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + a_3 x^3 + \dots \quad (1.6)$$

Dove a_i sono le costanti sconosciute. Per una variazione lineare si ha

$$u^\#(x) = a_0 + a_1 x \quad (1.7)$$

Con la modellazione agli elementi finiti, $u(x)$ è rappresentata da un set di valori nodali $\{u_i : u_i = u(x_i)\}$. Questi valori nodali possono essere sostituiti ai coefficienti sconosciuti a_i della (1.7). Considerando, quindi, il secondo elemento della figura 1 nel quale $u_i(x)$ si assume essere lineare come nella (1.7), si avrà:

$$u^\#(x) = \frac{x - x_2}{x_2 - x_3} u_2 + \frac{x - x_2}{x_3 - x_2} u_3 \quad (1.8)$$

$$\text{con } \phi_1 = N_1 = \frac{x - x_3}{x_2 - x_3}, \quad \phi_2 = N_2 = \frac{x - x_2}{x_3 - x_2}, \quad c_1 = u_2 \quad \text{e} \quad c_2 = u_3$$

Poiché il risultato finale del metodo agli elementi finiti è la produzione di un sistema di equazioni algebriche, si può utilizzare una notazione matriciale, cosicché la (1.8) diventa

$$u^\# = [N_1, N_2] \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \end{bmatrix} \quad (1.9)$$

Sostituendo la (1.9) nella (1.5) si ha

$$\int_{x_2}^{x_3} \begin{bmatrix} N_1 \\ N_2 \end{bmatrix} p \frac{\partial^2}{\partial x^2} \begin{bmatrix} N_1 & N_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \end{bmatrix} dx + \int_{x_2}^{x_3} \begin{bmatrix} N_1 \\ N_2 \end{bmatrix} q dx = 0 \quad (1.10)$$

Si noti che il doppio differenziale delle funzioni N_i causa la loro scomparsa. Questo problema viene risolto applicando il teorema di Green dell'integrazione per parti, per cui

$$\int_{x_2}^{x_3} N_i \frac{\partial^2 N_j}{\partial x^2} = - \int_{x_2}^{x_3} \frac{\partial N_i}{\partial x} \frac{\partial N_j}{\partial x} dx + \left[N_i \frac{\partial N_j}{\partial x} \right]_{x_2}^{x_3} \quad (1.11)$$

I termini che si trovano al contorno fra elementi interni si annullano a vicenda poichè la combinazione della soluzione degli elementi è essenzialmente additiva. Per esempio, al confine fra gli elementi 2 e 3, si verranno a produrre i seguenti termini:

$$N_i \frac{dN_j}{dx} \Big|_{x_4} - N_i \frac{dN_j}{dx} \Big|_{x_3} + N_i \frac{dN_j}{dx} \Big|_{x_3} - N_i \frac{dN_j}{dx} \Big|_{x_2}$$

Le uniche parti di questi termini al contorno che rimarranno sono, quindi, quelle poste al bordo del dominio. Per l'elemento 2 si avrà quindi

$$p \int_{x_2}^{x_3} \left[\frac{dN_1}{dx} \frac{dN_1}{dx} \quad \frac{dN_1}{dx} \frac{dN_2}{dx} \right] dx \begin{bmatrix} u_2 \\ u_3 \end{bmatrix} - q \int_{x_2}^{x_3} \begin{bmatrix} N_1 \\ N_2 \end{bmatrix} dx = 0 \quad (1.12)$$

Risolvendo gli integrali si ottiene

$$p \begin{bmatrix} -\frac{1}{L} & -\frac{1}{L} \\ \frac{1}{L} & \frac{1}{L} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_2 \\ u_3 \end{bmatrix} - q \begin{bmatrix} \frac{L}{2} \\ \frac{L}{2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (1.13)$$

Dove $L = x_3 - x_2$. In notazione matriciale avremo

$$K^e u - F^e = 0 \quad (1.14)$$

in cui il vettore noto F^e forza i valori u_i , che verranno calcolati al fine di ottenere l'uguaglianza della (1.14).

1.2. SHELLS: UN PROGRAMMA DI MODELLAZIONE NUMERICA

Il problema che intende risolvere il programma Shells è calcolare il campo delle velocità all'interno della litosfera con determinate velocità al contorno, costanti reologiche e temperature oltre che fornire stress e strain rate dopo aver opportunamente integrato i dati del campo di velocità con quelli della storia termica dell'area investigata.

Le equazioni di base che dovranno essere sempre verificate in qualsiasi modello sono:

- l'equazione per la conservazione della massa:

$$\frac{D\rho}{Dt} = \frac{\partial\rho}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}\rho = -\rho\vec{\nabla} \cdot \vec{u} \quad (1.15)$$

dove ρ è la densità, t il tempo ed u il vettore velocità; nel caso in cui le forze di volume derivano esclusivamente dall'accelerazione gravitazionale g , come nel caso di Shells, la conservazione della massa assume la tipica forma newtoniana:

$$\frac{Du}{Dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla})u = -\vec{g} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} \cdot \sigma \quad (1.16)$$

espressa in termini del tensore dello stress σ .

- la conservazione dell'energia interna per unità di volume (U^*):

$$\frac{DU^*}{Dt} = \frac{\partial U^*}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}U^* = \vec{\nabla} \cdot (K\vec{\nabla}T) + \sigma \cdot \dot{\epsilon} + H \quad (1.17)$$

dove K è la conduttività termica e H è il tasso di riscaldamento dovuto al decadimento radioattivo in base volumetrica. L'energia interna (U^*) è collegata alla temperatura T dalle classiche relazioni termodinamiche.

Oltre a verificare le precedenti equazioni il metodo iterativo su cui si basa Shells prevede alcune assunzioni e approssimazioni:

- *deformazione anelastica*: l'intento di questo metodo è di presentare un modo di operare per la modellazione di grandi deformazioni lungo ampi periodi di tempo. Lo shear strain elastico raramente è più grande dell'1% nella Terra e, qualora sia osservato, non ha un'importanza rilevante nello sviluppo della tettonica delle placche.

- *fase costante*: le rocce della litosfera continentale sono soggette a vari cambiamenti di fase metamorfici solido/solido, alcuni dei quali possono coinvolgere cambiamenti di volume maggiori del 18% (gabbro/eclogite). Tali cambiamenti per semplicità sono trascurati.

- *proprietà termiche costanti e conduzione verticale del calore*: una notevole semplificazione dell'equazione dell'energia si verifica con l'assunzione che la capacità e la conduttività termica sono indipendenti sia dalla temperatura che dalla

posizione all'interno della crosta o del mantello. Essa può quindi essere riscritta in termini di T come

$$\frac{DT}{Dt} = k\nabla^2 T + \frac{k}{K}(\sigma \bullet e + H) \quad (1.18)$$

dove k è la diffusività termica.

Il modello termico è esemplificato con il considerare solo la conduzione verticale di calore. In maniera più specifica il termine $\partial^2 T / \partial z^2$ è usato come approssimazione di $\nabla^2 T$ nella (1.18).

- *assunzioni sulla reologia*: il metodo iterativo per la soluzione delle velocità richiede l'assunzione che gli shear stress non devono diminuire mai con l'aumentare dello strain e dello strain rate. In maniera più specifica noi consideriamo lo strain rate essere composto da tre parti:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij}^{friz} + \dot{\epsilon}_{ij}^{creep} + \dot{\epsilon}_{ij}^{visc} \quad (1.19) \quad i, j = 1, 2, 3$$

e lo shear stress su tutti i piani deve essere il minimo dei tre limiti superiori

$$\sigma_s = \inf(\sigma_s^{friz}, \sigma_s^{creep}, \sigma_s^{visc}) \quad (1.20)$$

dove queste quantità sono collegate da relazioni empiriche note. Nel caso dello scivolamento frizionale si ha che

$$|\sigma_s^{friz}| = \mu(-\sigma_n - P_{H_2O}) \quad (1.21)$$

dove μ è il coefficiente di frizione e P_{H_2O} è la pore pressure.

Per il duttile (power law creep) si ha la legge non lineare di dislocation creep

$$\sigma_s^{creep} = 2\alpha \left(2\sqrt{\Pi} \right)^{1-n/n} \exp\left(\frac{\beta + \epsilon P}{T} \right) \dot{\epsilon}_s^{creep} \quad (1.22)$$

dove α, β, ϵ e n sono costanti tipiche di ogni materiale mentre Π è il tensore dello strain rate definito da

$$\Pi = \dot{\epsilon}_1 \dot{\epsilon}_2 + \dot{\epsilon}_2 \dot{\epsilon}_3 + \dot{\epsilon}_3 \dot{\epsilon}_1 \quad (1.23)$$

Per un flusso lineare (newtoniano) dovuto a meccanismi di Nabarro-Herring, grain boundary o trasferimenti diffusivi di massa si ha

$$\sigma_s^{visc} = 2\eta(T, P, d)\dot{\epsilon}_s^{visc} \quad (1.24)$$

dove η è la viscosità e d è il diametro medio dei grani. Tutte le proprietà dei materiali presenti in queste leggi di flusso si assume che siano isotropiche.

- *stress litostatico verticale*: pressione, shear stress e stress principali possono essere determinati dalle formule precedenti solo se lo stress normale è conosciuto in una direzione. Per risolvere l'indeterminazione, viene fatta l'assunzione che lo stress normale verticale sia litostatico

$$\sigma_{33} = \sigma_{zz} = -g \int \rho(x_3) dx_3 \quad (1.25)$$

o che strutture caratterizzate da differente densità implicino trazioni verticali alla base del modello, tali che siano opportunamente considerate nell'equazione del bilancio del momento. L'assunzione della ricerca immediata dello stress verticale litostatico è equivalente a trascurare i termini $\frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_1}$ e $\frac{\partial \sigma_{23}}{\partial x_1}$ nell'equazione

d'equilibrio dello stress. Questo significa che ciascuna colonna verticale non ha nessun tipo di scambio laterale di forze verticali e quindi Shells è inappropriato per la modellazione della flessione delle placche, quale quella che si verifica in prossimità delle zone di subduzione. Questa assunzione ha pesanti ripercussioni sulla modellazione dell'arretramento flessurale della litosfera mesozoica dello Ionio e dell'alto Adriatico, qualora presente.

- *integrazione verticale dello stress*: se non ci sono scambi laterali di forze verticali, diventa meno importante a quale profondità le placche trasmettano stress deviatorici: solo la forza netta trasmessa lateralmente è significativa. Quindi viene fatta la tipica approssimazione “thin plate” con l'integrare l'equazione dell'equilibrio in uno strato con limiti variabili $z_t(x_1, x_2) \leq x_3 \leq z_b(x_1, x_2)$. Questo modo di operare sacrifica il bilancio esatto delle forze in ogni punto, ma conserva il bilancio delle forze nette su tutte le colonne verticali:

$$\int_{z_t}^{z_b} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} dx_3 = 0 \quad (1.26) \quad \text{con } i = 1, 2$$

- *litosfera continentale a due strati*: tale metodo assume che ci sono solo due distinti materiali nella litosfera continentale (crosta e mantello). A causa dell'attivazione termica del creep della (1.22) e a causa della natura generalmente monotonica delle geoterme, ciascuno strato è più debole alla sua base e più forte alla sua sommità. Il risultato naturale è che le componenti orizzontali della velocità tendono ad essere

quasi costanti con la profondità attraverso la maggior parte dello strato, pur tuttavia bisogna considerare uno strato limite di simple shear strain alla base. Poiché le componenti orizzontali delle velocità variano solo a profondità in cui la resistenza è relativamente bassa, è sufficientemente accurato ignorare questa variazione quando si valuta il contributo di ciascuno strato all'integrale dello stress nella (1.26)

- le condizioni al limite delle velocità sono soggette ad alcune restrizioni: i vettori della velocità orizzontale della sommità e/o della base della litosfera devono essere specificate intorno ai lati o alla base. Poiché il modello utilizza l'approssimazione litostatica, condizioni al limite caratterizzate da velocità verticali non sono appropriate.

Il calcolo della diffusione del calore richiede generalmente che venga specificata la temperatura e la componente normale del flusso di calore lungo una superficie chiusa, assumendo quindi che sia trascurabile la convezione atmosferica..

1.2.1 Il metodo di Galerkin e l'approssimazione agli elementi finiti per il calcolo delle velocità in Shells

La formulazione matematica che sottende al calcolo del campo delle velocità, stress e strain è concettualmente identica a quanto visto nel primo paragrafo, anche se più articolata e complessa.

Il punto di partenza è un prodotto formato dal lato sinistro della (1.26) e da un campo finito e continuo (anche se arbitrario) di vettori orizzontali $w(x_1, x_2)$ definiti in un piano orizzontale. Questi vettori possono essere considerati come “velocità virtuali”, ma la loro interpretazione fisica è secondaria. Considerando l'integrazione lungo un'area A:

$$\iint_A w_i \int_{z_i}^{z_b} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} dx_3 dx_1 dx_2 = 0 \quad (1.27)$$

questa forma è equivalente alla (1.26). Poiché w_i è indipendente da x_3 , esso può essere ugualmente portato dentro l'integrale verticale per avere una forma più compatta:

$$\iiint_V \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} w_i dx_3 dx_1 dx_2 = 0 \quad (1.28)$$

dove l'integrale è lungo l'intero volume V dello strato. Il passaggio successivo consiste nell'applicare il teorema di Gauss nell'appropriata direzione, così da avere

$$\iiint_V \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} w_i dx_3 dx_1 dx_2 = \iint_S \sigma_{ij} w_i \psi_j dS \quad (1.29)$$

dove ψ è il vettore unità normale alla superficie limite S del volume V . Poiché i ha valori 1,2 mentre j ha valori 1,2,3 ciascun lato della (1.29) include sei termini. Comunque, due dei termini del lato sinistro, quelli con la derivata verticale di w , sono uguali a zero.

Il metodo diretto degli elementi finiti può tener conto solo di reologie lineari, così che bisogna assumere una forma lineare per la reologia verticale come sostituto temporaneo delle leggi di flusso non lineari:

$$\int_{z_t}^{z_b} \sigma_{ij} dx_3 \equiv \tau_{ij} = L_{ijkl} e'_{kl} + C_{ij} \quad (1.30) \quad \text{con } i, j = 1, 2$$

dove il tensore 2×2 τ ha la dimensione di forza/lunghezza e il tensore di quarto grado L la dimensione di (viscosità \times lunghezza) e e' è un tensore ridotto dello strain rate per il piano orizzontale, definito in termini di vettori di velocità orizzontali u' al bordo superiore dello strato:

$$e'_{kl} \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u'_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u'_l}{\partial x_k} \right) \quad (1.31) \quad k, l = 1, 2$$

Facendo una sostituzione parziale della (1.31) e della (1.30) nella (1.29) si ottiene:

$$\frac{1}{2} \iint_A L_{ijkl} \left(\frac{\partial u'_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u'_l}{\partial x_k} \right) \frac{\partial w_i}{\partial x_j} dx_1 dx_2 = \iint_S \sigma_{ij} w_i \psi_j dS - \iint_A C_{ij} \frac{\partial w_i}{\partial x_j} dx_1 dx_2 \quad (1.32)$$

La discretizzazione di questo problema variazionale comincia con la sostituzione di una valore approssimato a u' che ha un numero finito di gradi di libertà, espresso da un set di costanti sconosciute (a_m) , un'insieme di funzioni scalari $(f_m(x_1, x_2))$, e uno speciale vettore $h(m)$, che è (1,0) quando m è dispari, (0,1) quando m è pari:

$$u'_i = a_m f_m(x_1, x_2) h_i(m) \quad (1.33) \quad i=1, 2$$

È convenzionale ed efficiente usare le stesse funzioni scalari per entrambe le componenti della velocità, così che $f_1 = f_2, f_3 = f_4, \dots, f_{N-1} = f_N$. Con questa

convenzione, quando si desidera elencare le distinte funzioni in f_m , si elencano come f_{2m} : $m = 1, 2, \dots, N/2$.

La forma esplicita della (1.33) può essere espansa in N equazioni, ciascuna delle quali richiede una componente base ($f_n h(n)$) del campo w :

$$\frac{a_m}{2} \iint_A L_{ijkl} \left(h_k(m) \frac{\partial f_m}{\partial x_l} + h_l(m) \frac{\partial f_m}{\partial x_k} \right) h_j(n) \frac{\partial f_n}{\partial x_j} dx_1 dx_2 = \iint_S \sigma_{ij} \psi_j f_n h_i(n) dS - \iint_A C_{ij} h_i(n) \frac{\partial f_n}{\partial x_j} dx_1 dx_2$$

$$n = 1, 2, \dots, N \quad (1.34)$$

Questa equazione finale, che ha la forma di una matrice quadrata di grandezza $N \times N$, eguaglia un vettore sconosciuto di lunghezza $N(a_m)$ ad un vettore conosciuto di lunghezza N .

Risolvendo in modo iterativo questa matrice, le velocità sono ottenute dalla formula (1.33), lo strain rate dalla formula (1.31) e gli stress integrati verticalmente dalla (1.30).

Queste equazioni possono essere applicate qualora si vada a considerare l'intera litosfera come un unico strato. Tale assunzione può essere considerata appropriata per la maggior parte della litosfera oceanica, dove il profilo reologico mostra di solito un singolo punto di transizione fragile/duttile nel mantello. Tuttavia la litosfera continentale è da intendere come una doppia litosfera, con una parte superiore della crosta estremamente resistente, così come la parte superiore del mantello. Queste due parti sono separate fra loro da uno strato duttile di crosta inferiore. Un livello più elevato di realismo può essere raggiunto qualora si applichino le equazioni prima viste in maniera individuale ora alla crosta, ora al mantello. Questo equivale a dire che ciascuno strato ha la propria griglia bidimensionale suddivisa in elementi finiti che rappresenta la velocità e lo strain alla superficie superiore della strato, quindi la superficie terrestre per la crosta e la Moho per il mantello. Ciascuno strato può essere più convenientemente descritto con la propria reologia caratteristica, il proprio campo delle velocità e le proprie condizioni al limite.

L'unico collegamento presente fra i due strati sarà la superficie al limite e i corrispondenti integrali della (1.34); in questa maniera, infatti, la superficie inferiore della crosta può “scambiare” trazioni con la parte superiore del mantello. Questa considerazione porta con sé alcune altre implicazioni. A causa della relativa duttilità della parte inferiore della crosta, la zona al limite potrà sopportare solo piccoli stress deviatorici ed è quindi ragionevole approssimare gli stress normali alla Moho come stress verticali, anche se la Moho non è esattamente piatta.

La crosta inferiore può deformarsi per simple shear solo se le velocità orizzontali dei due strati sono differenti. C'è, comunque, da ricordare che gli shear stress sono controllati dalla reologia di questa parte estremamente duttile.

La legge di Arrhenius-Guzman circa la dipendenza della viscosità dalla temperatura si combina con il gradiente geotermico per concentrare la zona di simple shear in uno strato limite situato appena sopra la Moho, il cui spessore è incluso fra i 3 e i 5 chilometri. Quindi, è ragionevole fare l'approssimazione che gli shear stress su un piano orizzontale alla profondità della Moho non varino con la profondità all'interno dello strato limite. Questo significa che qualora noi definissimo una velocità relativa scalare lungo la zona di shear della crosta inferiore

$$\Delta u \equiv \left| \bar{u}'_{mantle} - \bar{u}'_{crust} \right| \quad (1.35)$$

e una trazione scalare di taglio

$$\sigma = \sqrt{(\sigma_{13}^M)^2 + (\sigma_{23}^M)^2} \quad (1.36)$$

queste due quantità possono essere collegate fra loro da una semplice equazione derivata dalla formula (1.22)

$$\Delta u = \left(\frac{\sigma}{\alpha} \right)^n \int_{z_t}^{z_M} \exp \left(\frac{-n\beta - n\epsilon P(x_3)}{T(x_3)} \right) dx_3 \quad (1.37)$$

dove $z_M = z_b$ è la profondità della Moho e dove vengono utilizzati i valori crostali di α , β , ϵ ed n . A questo punto il parallelismo fra la trazione di taglio e le relative velocità determina la divisione di σ nelle rispettive componenti:

$$\sigma_{i3}^M = \sigma \frac{(u'_{i(mantle)} - u'_{i(crust)})}{\Delta u} \quad (1.38) \quad \text{con } i = 1, 2$$

questo calcolo degli shear stress alla Moho viene ripetuto ad ogni iterazione della soluzione del campo delle velocità in entrambi gli strati, in modo tale che la sua direzione e la sua magnitudine siano continuamente aggiornate rispetto all'ultimo risultato.

1.2.2 Modello termico associato

Risulta particolarmente interessante studiare l'evoluzione termica collegata al regime deformativo dell'area investigata. Questo può essere fatto studiando l'evoluzione di una particolare isoterma, che può anche coincidere con l'evoluzione della base della litosfera qualora essa sia definita in modo termico. Per ogni singola zona del modello il regime termico associato è scelto facendo il confronto fra il tempo caratteristico della deformazione con il tempo caratteristico per la conduzione di calore, che è $\lambda^2 / (\pi^2 \kappa)$. Per esempio, una litosfera continentale ha uno spessore di circa $10^5 m$; se la diffusività è $1.2 \times 10^{-6} m^2 s^{-1}$, allora il tempo caratteristico della diffusione del calore per conduzione è $8.4 \times 10^{14} s$, o $27 Myr$. Sono possibili tre differenti situazioni.

1. Se il tempo della deformazione è molto più lungo del tempo caratteristico della conduzione di calore, la geoterma equilibra continuamente con le sue condizioni alla base e al tetto della litosfera, ed è una buona approssimazione considerare il regime termico associato identico a quello di partenza in cui si utilizza la geoterma calcolata in uno stato termico stazionario verticale puramente conduttivo. Quindi si avrà sempre

$$T = T_t + \frac{(Q_b + \lambda H)(x_3 - z_t)}{K} - \frac{H(x_3 - z_t)^2}{2K} \quad (1.39)$$

dove T_t è la temperatura alla superficie superiore dello strato mentre Q_b è il flusso di calore diretto verso l'alto attraverso la base dello strato.

2. Se la deformazione è molto più veloce del tempo caratteristico per la conduzione di calore, il processo è quasi adiabatico. La geoterma è controllata dall'advezione delle condizioni iniziali. Se le condizioni iniziali sono quelle di uno stato termico stazionario come nella formula precedente, e

se la deformazione non include nessuno simple shear su un piano orizzontale, e se lo shear strain da riscaldamento è insignificante, si ha:

$$\frac{DT}{Dt} \cong -\frac{Q_b + \lambda H}{\lambda K} \frac{D\lambda}{Dt} (x_3 - z_t) + \frac{H}{\lambda K} \frac{D\lambda}{Dt} (x_3 - z_t)^2 \quad (1.40)$$

nota come approssimazione di “assottigliamento geotermico” e utilizzata anche in molti modelli “thin plate” precedenti.

3. Il caso finale si verifica se il tempo caratteristico della deformazione è dello stesso ordine di grandezza del tempo caratteristico per la diffusione del calore. In questo caso c'è bisogno di una soluzione che combini advezione e conduzione.

La tecnica utilizzata richiede un'ulteriore approssimazione: bisogna ritenere indipendenti e separabili in piccoli intervalli di tempo l'advezione e la conduzione. Così facendo si approssima la storia deformativa come dovuta a una serie di periodi infinitesimi che alternano conduzione ed advezione.

Il regime termico associato alla conduzione, dunque all'intervallo di tempo in cui il sistema è statico, è dato dalla somma della geoterma dello stato stazionario verticale puramente conduttivo della (1.39) con una geoterma della perturbazione ΔT riconducibile all'intervallo advettivo:

$$T(z, t) = T_s(z) + \Delta T(z, t) \quad (1.41)$$

Poiché la produzione di calore radiogenico viene considerata nella geoterma T_s , la geoterma della perturbazione deve soddisfare esclusivamente la classica equazione mono-dimensionale della diffusione, quindi:

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 \Delta T}{\partial z^2} \quad (1.42)$$

Ancora una volta tale perturbazione può essere intesa come residuale della geoterma del flusso di calore verticale puramente conduttivo e, quindi, per la risoluzione della geoterma ΔT verrà utilizzato il metodo di Galerkin e la successiva integrazione per parti ottenendo:

$$\int_{z_t}^{z_b} \frac{\partial \Delta T}{\partial t} \delta T_j dz = - \int_{z_t}^{z_b} \kappa \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \frac{\partial \delta T_j}{\partial z} dz + \left[\kappa \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \delta T_j \right]_{z_t}^{z_b} \quad (1.43)$$

dove $\delta T_j(z)$ è ciascuna funzione peso che permette di valutare gli scalari della perturbazione nell'istante in cui si considera il solo regime termico verticale puramente conduttivo. Le condizioni che permettono di scegliere le $\delta T_j(z)$ sono la loro continuità e che siano verificate le condizioni al contorno di T , quindi la temperatura alla base e alla sommità della litosfera.

1.3. UN'APPLICAZIONE DI SHELLS: LA NEOTETTONICA DELLA NUOVA ZELANDA

Come mostrato in figura 2 la Nuova Zelanda è parte di un plateau continentale che include il Chatam Rise, il plateau di Campbell e il Challenger-Lord Howe Rise. I maggiori elementi di interesse neotettonico sono 2 zone di subduzione (Hikurangi e Puysegur), un sistema di faglie strike-slip, le faglie di confine di placche transpressionali e due zone di transizione fra la subduzione oceanica e la convergenza essenzialmente obliqua.

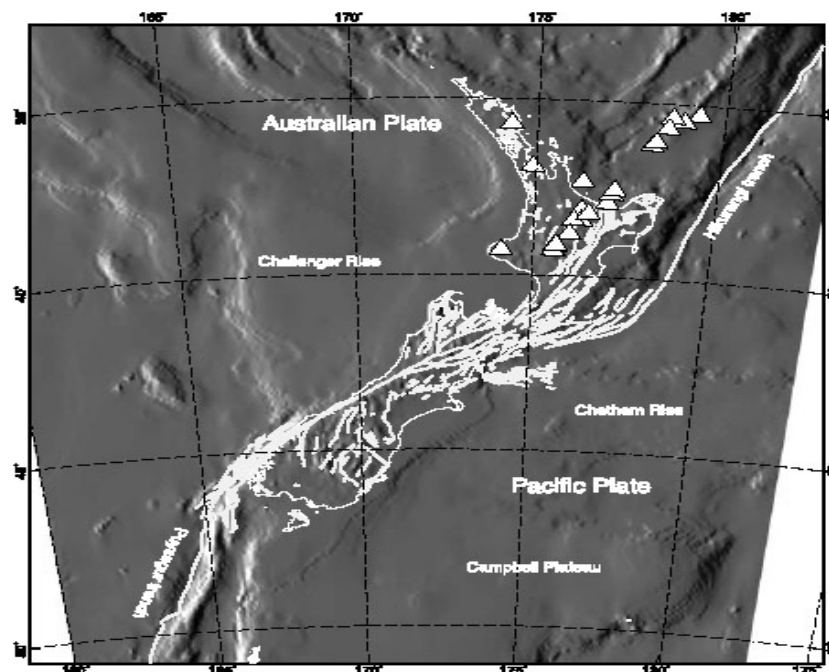


Figura 2. Mappa neotettonica della Nuova Zelanda

Questo scenario si presta bene ad essere modellato con Shells, come dimostra il lavoro di Liu e Bird (2002).

Gli autori sfruttano tre tipi di dati per mettere a punto diversi modelli: topografia, flusso di calore, tracce ed immersione delle faglie attive o potenzialmente attive.

La topografia è presa dal database mondiale ETOPO5 con una risoluzione di 5'x 5'. Per quanto riguarda il flusso di calore, nessuna mappa è disponibile per la Nuova Zelanda. L'autore raggruppa 277 misurazioni del flusso di calore da lavori pubblicati, anche se distribuiti in maniera disomogenea nello spazio. Essendo la Nuova Zelanda un arcipelago caratterizzato da circolazione di acque meteoriche e vulcanismo diffuso, questo comporta che il flusso di calore superficiale non sia dovuto esclusivamente al contributo profondo del mantello e che probabilmente l'area si trovi ad una condizione lontana dallo stato termico stazionario puramente conduttivo.

Per testare l'importanza della mappa messa a punto, l'autore costruisce due modelli:

- il primo con flusso di calore superficiale omogeneo. Anche se non realistico, tale modello permette di valutare l'importanza che avrà per gli altri modelli la variazione laterale del flusso di calore;
- il secondo sfruttando tutti i dati di flusso di calore disponibili, tutte le informazioni sulle strutture crostali e mantelliche, nonché mappe dell'erosione e della sismicità profonda.

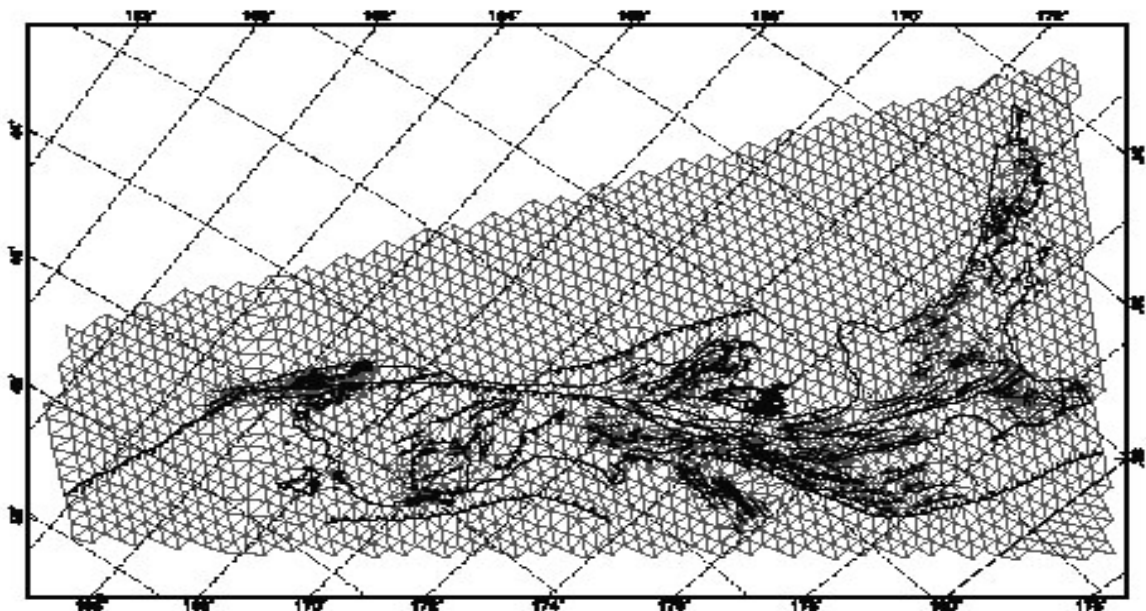


Figura 3. Griglia agli elementi finiti della Nuova Zelanda (da Liu e Bird, 2002).

Le tracce di faglie dell'onshore vengono digitalizzate dalla mappa del Servizio Geologico della Nuova Zelanda (1972). Per le tracce dell'offshore, il lavoro di riferimento è quello di Barnes et alii (1998), mentre per la zona di transizione fra il

segmento trascorrente meridionale della faglia Alpina e la subduzione obliqua di Puysegur il lavoro di riferimento è quello di Lebrun et alii (2000).

Le immersioni di tutte le faglie attive sono prese, di contro, da Stirling et alii (1998).

Per calcolare le velocità relative delle placche Pacifica ed Australiana e per i valori da inserire ai nodi al contorno, l'autore utilizza il modello NUVEL-1° (De Mets et alii, 1994).

Poiché per la Nuova Zelanda non vi è nessuna mappa completa circa gli spessori della crosta e del mantello - valori nodali di fondamentale importanza -, l'autore utilizza l'assunzione dello stato termico stazionario e dell'isostasia. In questo modo ogni nodo avrà i propri valori di crosta e mantello litosferico, sostanzialmente in accordo con strutture crostali presentate da lavori che analizzano, però, zone limitate della Nuova Zelanda.

Per ottenere un modello neotettonico della Nuova Zelanda, gli autori confrontano i risultati di ogni singolo modello con una serie di dati disponibili. Per il campo delle velocità il confronto viene effettuato con gli azimut e i moduli corrispondenti ottenuti tramite osservazioni con Gps (Beavan e Haines, 2001).

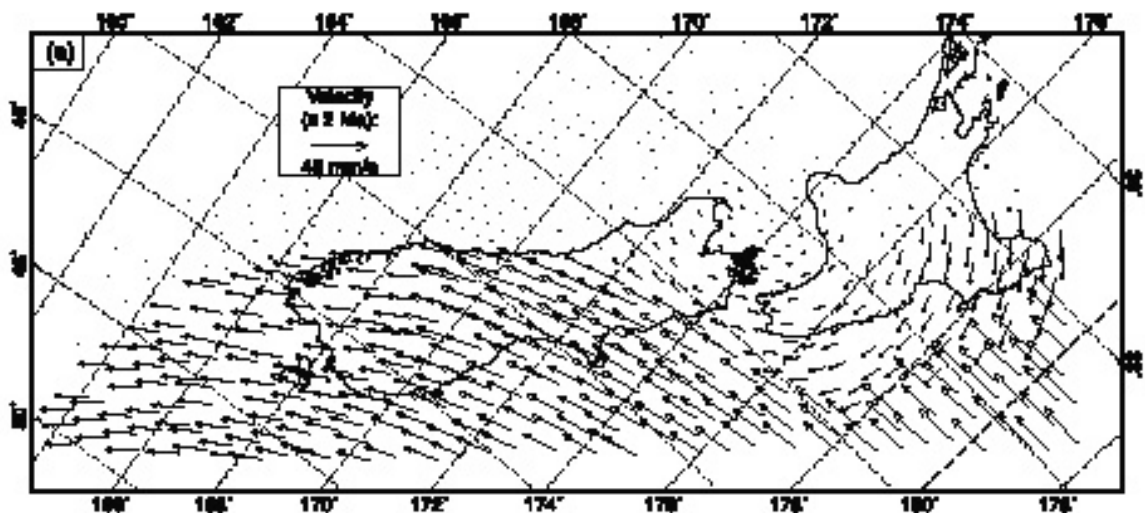


Figura 4. Campo degli spostamenti superficiali del modello finale proposto da Liu e Bird, 2002.

Ogni singolo modello dà l'opportunità di confrontare lo slip-rate di faglia calcolato tramite la modellazione agli elementi finiti e quello misurato direttamente e presentato in diversi lavori pubblicati nel corso degli anni.

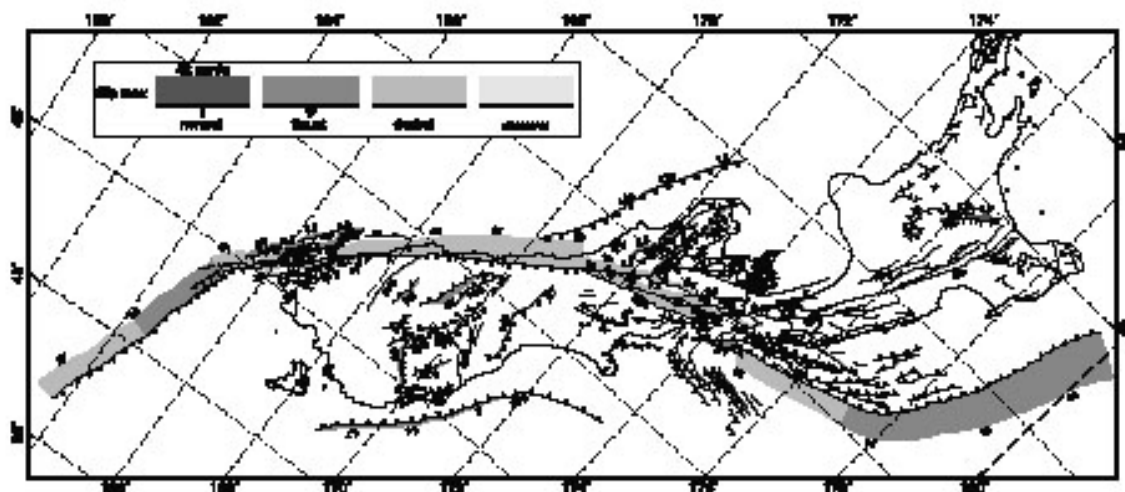


Figura 5. Slip rate asismici del modello finale, da Liu e Bird, 2002.

L'ultimo parametro con il quale può essere testata l'affidabilità di ogni singolo modello è la direzione degli stress. In Nuova Zelanda le uniche informazioni che possono essere sfruttate sono gli azimut dell'asse compressivo (P) dalle soluzioni dei meccanismi focali del catalogo CMT. L'approssimazione utilizzata è che l'asse P sia la direzione del massimo stress compressivo orizzontale agente nella zona epicentrale.

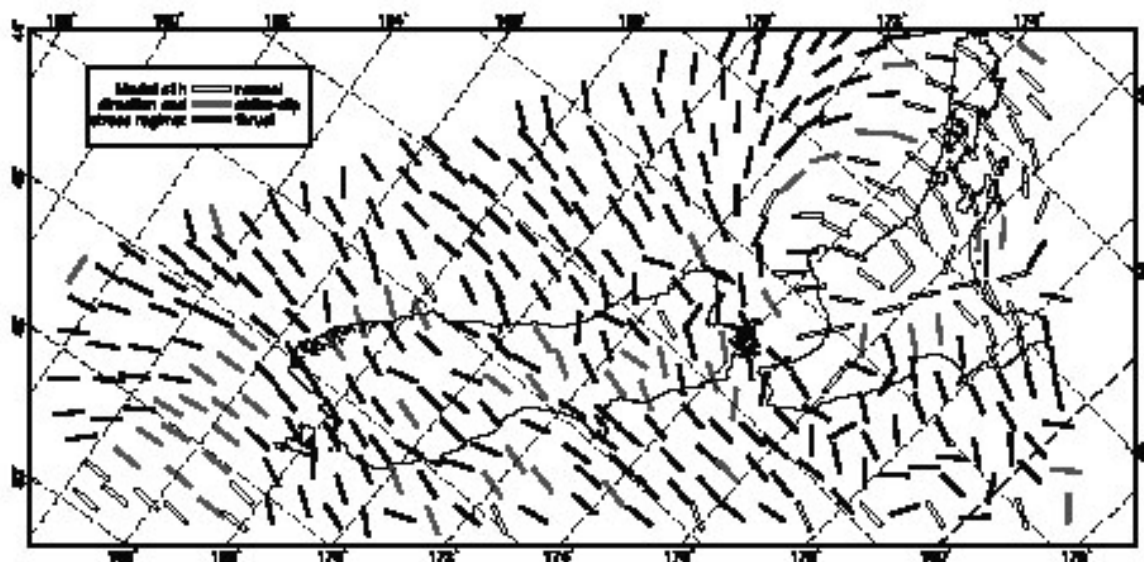


Figura 6. Campo degli stress attivi del modello finale da Liu e Bird, 2002.

Una volta assegnati i valori nodali di topografia, flusso di calore, spessore crostale e mantellico, l'autore mette a punto una serie di modelli che testano ciascuno un aspetto ben preciso della neotettonica della Nuova Zelanda. Più in dettaglio i modelli testano :

- l'effettiva frizione di faglia;
- la variazione dell'angolo d'immersione della zona centrale della faglia Alpina;
- la presenza di una pressione superidrostatica responsabile dell'abbassamento della frizione di faglia nell'offshore della North Island;
- la possibile presenza di un alto flusso di calore nella zona vulcanica Taupo ;
- la presenza di una trazione di taglio dipendente dal flusso del mantello inferiore.

Le indicazioni provenienti dal modello NZT001, affetto dal più basso margine d'errore rispetto ai dati GPS/stress/slip rate, sono di diversa natura e tutte interessanti.

I diversi modelli confermano una frizione di faglia effettiva di circa 0.17. Le faglie della Nuova Zelanda si comportano, dunque, come le faglie di altre zone tettonicamente attive quali la California Meridionale. Nonostante questo si nota una mancanza di correlazione fra le faglie e la sismicità superficiale. Una possibile spiegazione può essere che il flusso duttile della litosfera inferiore controlla lo stato dello stress e l'accumulo dello strain nella crosta e quindi le faglie superficiali agiscono come modulatori dello stress e dello strain, ma non sono sede di eventi sismici.

L'elevato slip-rate (30mm/yr) lungo la zona centrale della faglia Alpina ottenuto dal modello NZT001, combinato con altri dati quali la recente scoperta di grandi terremoti preistorici e l'assenza di uno slip asismico, supporta l'alta probabilità di grandi terremoti futuri in questa zona.

È opportuno considerare in qualsiasi mappa neotettonica futura della Nuova Zelanda delle faglie situate a NW e a SE della South Island. La localizzazione di queste faglie può essere fatta seguendo la forma dei contorni batimetrici fra il Plateau di Campbell e lo scudo continentale della South Island.

Per descrivere correttamente il campo delle velocità della Nuova Zelanda, viene confermata la validità del polo di Eulero della placca Pacifica rispetto a quella australiana - considerata fissa- fornito dal modello Nuvel-1A di De Mets et alii (1994). Differenti poli di rotazione proposti di recente (Larson et alii e Tregoning et

alii) danno, infatti, campi di velocità e di stress molto simili a quelli ottenuti con il polo di rotazione fornito da De Mets et alii (1994).

CAPITOLO II: METODOLOGIA

2.1 GLI STEP PER OGNI MODELLO

Come visto in precedenza la modellazione neotettonica tramite SHELLS prevede l'inserimento di alcuni parametri noti grazie ai quali ottenere dei modelli su cui testare il grado di realtà rispetto a database esistenti (es. stress o dati GPS) e quindi essere in grado di prevedere come un'area potrebbe comportarsi.

Il piano di lavoro per mettere a punto diversi modelli prevede un attento review di lavori e database precedenti al fine di avere valori di riferimento capaci di descrivere quanto più fedelmente l'area che si intende modellare. A questa prima fase segue quella della modellazione in senso stretto articolata in diversi punti.

Il primo passo è stato la creazione di una griglia agli elementi finiti per la penisola italiana. Il contorno del modello (figura 7) non ha nessuna valenza geologica ed è stato tracciato automaticamente dal programma Orbweave, che permette di costruire la griglia agli elementi finiti. Il file corrispondente alla griglia messa a punto era caratterizzato dall'estensione *“.feg”* (*finite element grid*)



Figura 7. Contorno delle griglie finali (in grigio)

Le griglie costruite sono stati quattro (ISOSTATICO, NICOLICH700, NICOLICH1000 e PANZA), ognuna con delle caratteristiche proprie.

Il numero dei nodi nei singoli modelli costruiti è variato da 1480 a 1604 con distanza media di 20 km, mentre il numero degli elementi finiti è stato di 2696. L'ampia differenza fra il numero dei nodi di ogni singola griglia viene giustificata dal fatto che, nel caso in cui si siano inserite le strutture geologiche principali – lette dal programma come faglie –, ogni singolo nodo posto lungo tali strutture veniva raddoppiato. In tal modo uno nodo appartiene all'hangigwall e l'altro al footwall.

In questa fase sono state inserite anche le strutture principali (figura 8) e la loro immersione, scelte rispetto alle considerazioni di Scrocca et alii (2003) e la vecchia et alii (2003).



Figura 8: Strutture principali (in rosso).

Dopo aver costruito la griglia è stato necessario rinumerare i nodi lanciando il programma Orbnnumber, inserendo come input il file *.feg* ottenuto con Orbweave. Questa nuova numerazione dei nodi, ottenuta con Orbnnumber, riduce il tempo necessario a risolvere le operazioni matematiche richieste da Shells e dà come file output uno identico a quello input, con l'unica differenza di nodi numerati diversamente (figura 9). È stato necessario lanciare Orbnnumber ogni volta che si

sia cambiata la topologia della griglia – spostamento anche di un solo nodo - mentre si è potuto saltare questo passaggio quando si è cambiato esclusivamente i valori nodali della griglia stessa.

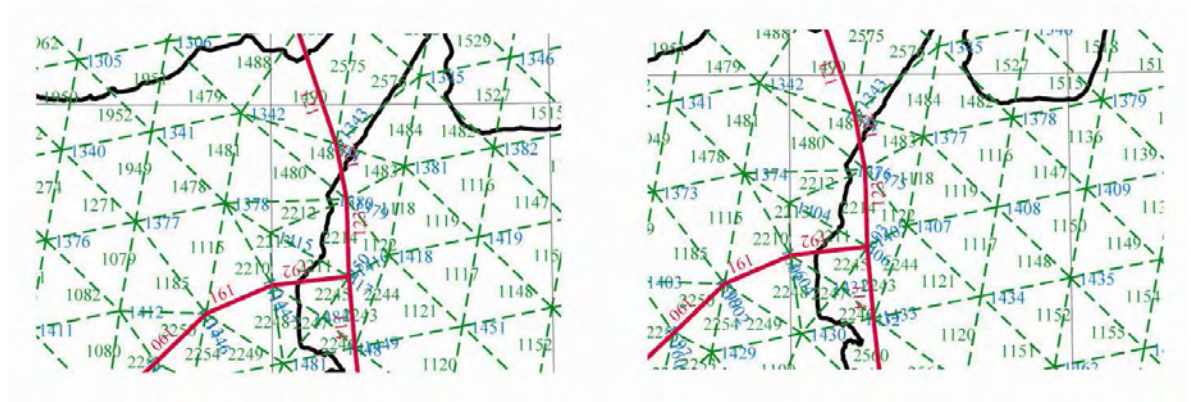


Figura 9. A sinistra una parte della griglia costruita con Orbweave. A destra la stessa griglia dopo essere stata modificata con Orbnumber. Si noti la nuova numerazione dei nodi (in azzurro) e degli elementi (in verde)

Il passaggio successivo è consistito nell’assegnare valori nodali alla griglia (file *.feg*), quindi: altitudine (batimetria), flusso di calore, profondità della Moho, spessore del mantello.

Il passo di 0.033° , ottenuto dal database ETOPO5, ha reso il valore dell’altitudine estremamente accurato anche nei fondali più profondi, descrivendo fedelmente la topografia della zona di studio.

Il flusso di calore dell’Italia presenta un quadro d’insieme abbastanza complesso che merita di essere considerato separatamente anche rispetto all’assunzione di SHELLS secondo cui lo stato termico di partenza è stazionario, conduttivo oltre che esclusivamente verticale.

Gli spessori crostali e litosferici sono stati inseriti seguendo due modalità differenti: la prima prevedeva l’inserimento manuale per ogni singolo nodo della profondità della Moho (modalità seguita per i modelli NICOLICH700, NICOLICH1000 e PANZA) e della base della litosfera facendo riferimento a lavori precedenti; la seconda che si lanciasse il programma Orbdata che automaticamente calcola la profondità della Moho e la base della litosfera con il semplice inserimento del valore dell’altitudine e del flusso di calore.

Nel caso in cui si è sfruttato il programma Orbdata (modello ISOSTATICO) si è tenuto in debito conto delle assunzioni/ approssimazioni del programma stesso, vale a dire che:

- la conduzione del calore attraverso la litosfera è in regime stazionario;
- tutta la litosfera deve essere in equilibrio isostatico rispetto alle dorsali medio-oceaniche;
- la crosta e il mantello litosferico possono essere approssimati come lateralmente omogenei;
- il valore minimo del flusso di calore per ogni singolo nodo è dato da $Q_{min}=0.045+1.43E-06*altitudine$.

Queste assunzioni sono necessarie poiché ORBDATA opera prendendo in considerazione 4 equazioni:

$$Z_{MOHO} = \rho_a / (\rho_a - \rho_c) * [e - (\rho_a - \rho_m) h_m / \rho_a + H_0] \quad \text{per } e \geq 0 \quad (2.1)$$

$$Z_{MOHO} = \rho_a / (\rho_a - \rho_c) * [(\rho_a - \rho_m) e / \rho_a - (\rho_a - \rho_m) h_m / \rho_a + H_0] \quad \text{per } e < 0 \quad (2.2)$$

$$T_{MOHO} = T_{sup} + 1 / K_c * q_{sup} * Z_{MOHO} - H_c / 2 K_c * (Z_{MOHO})^{\frac{2}{3}} \quad (2.3)$$

$$T_{BASE} = T_{moho} + 1 / K_m * q_{moho} * h_m - H_m / 2 K_m * (h_m)^{\frac{2}{3}} \quad (2.4)$$

dove K_c è la conduttività termica della crosta, K_m la conduttività termica del mantello, ρ_a la densità astenosferica, ρ_c la densità della crosta e ρ_m la densità del mantello.

Con queste equazioni, conoscendo q_{sup} (flusso di calore superficiale) ed e (altitudine/batimetria), si può facilmente calcolare h_m (spessore del mantello superiore, figura 11) ed Z_{MOHO} (profondità della Moho, figura 10), agendo iterativamente su questi ultimi due valori per ottenere isostasia e stato termico stazionario.

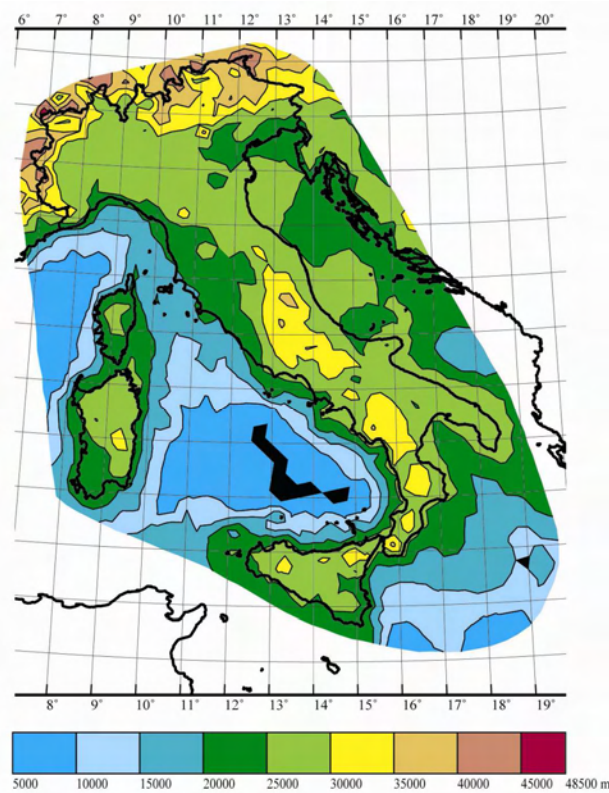


Figura 10. Profondità della Moho del modello ISOSTATICO. Le zone in nero hanno spessori della Moho inferiore ai 5 km

I valori K_c , K_m , ρ_a , ρ_c e ρ_m possono essere scelti facendo riferimento a precedenti lavori ed inseriti nel file contraddistinto dall'estensione “.in”, richiesto come input file da Orbdata.

Per K_c il valore scelto è stato $2.4 W m^{-1} K^{-1}$, in accordo con il valore riportato da Gualtieri (1998) e Gualtieri e Zappone (1998); $K_m = 3.1 W m^{-1} K^{-1}$, $\rho_a = 3170 \text{ kg/m}^3$, $\rho_m = 3350 \text{ kg/m}^3$ in accordo con i valori proposti da Jimenez-Munt (2001), Jimenez-Munt (2003), Liu e Bird (2002). Il risultato, se applicato all'Italia, è ben lungi dall'essere soddisfacente in quanto la profondità della Moho di altri lavori (Nicolich, 2001; Pontevivo e Panza, 2002), localmente, differisce anche di 10000m, indicando chiaramente che l'assunzione dell'isostasia o quella del regime termico stazionario - o entrambe - non sono adeguate per l'intera Italia. Nonostante questo per ciascuna regione investigata è stato prodotto il modello ISOSTATICO la cui doppia funzione è stata quella di poter comprendere l'interazione della gravità con gli altri fattori agenti.

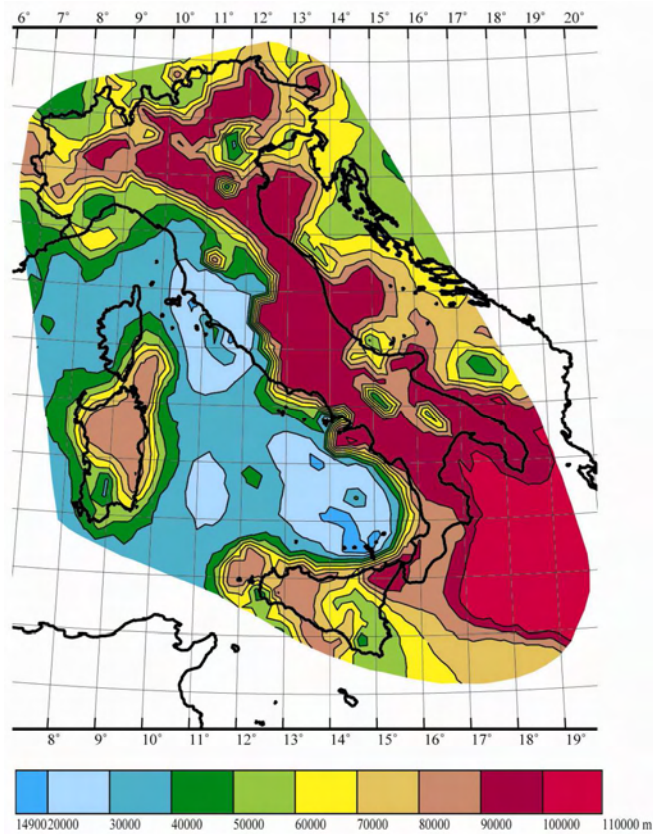


Figura 11. Spessore litosferico del modello ISOSTATICO

Uno scenario più realistico è stato ottenuto costruendo altre due griglie con la profondità della Moho così come presentata da Panza (1992) e da Nicolich (2001), completandole con i dati ottenuti da Pasquale et alii (1997), Mele et alii (2003), Scarascia et alii (1998). Dopo aver digitalizzato le isobate della Moho tramite interpolazione numerica, ho assegnato a ciascun nodo la profondità che sancisce il passaggio dalla crosta al mantello.

Di contro, per il calcolo del mantello litosferico per questi tre modelli, sono state seguite metodologie differenti.

Nelle griglie con Moho di Nicolich (2001), ho preferito mantenere la definizione termica della base della litosfera, operando come Orbdato senza però partire dall'assunzione dell'isostasia. Ho quindi applicato la formula (2.4) dopo aver calcolato la temperatura della Moho con la (2.3) ponendo $K_c = 2.4$ in accordo con Pasquale et alii (1997) e Gualtieri et alii (1998)

A questo punto la temperatura della Moho è stata così calcolata:

$$T_{MOHO} = T_{sup} + 1/K_c * (q_{sup} * (Z_{MOHO})) - H_c / 2K_c * (Z_{MOHO})^2 \quad (2.5)$$

con $H_c = 3\text{E-}7$ tasso di produzione di calore radiogenico, seguendo Negredo et alii (2002). In Shells la diminuzione di H_c con la profondità non è esponenziale come prevista da Lachenbruc (1970), ma lineare.

Trovata la temperatura alla Moho, l'ho sostituita nella (2.4.) ponendo $K_m=3.1$ e $q_{MOHO} = q_{sup} - H_c * Z_{MOHO}$ con $H_c=3.0\text{E-}7$, utilizzando ancora una volta una diminuzione lineare del tasso di produzione di calore radiogenico anziché esponenziale per adeguarmi alla metodologia del programma Shells (Bird 1989).

Agendo in questo modo ho preservato da un lato la profondità della Moho, dall'altro la base termica del modello.

Nella griglia Panza, avendo provveduto già gli autori a fornire gli spessori litosferici, ho solo assegnato, tramite interpolazione numerica delle isobate, ad ogni nodo la profondità della base della litosfera.

Il passaggio successivo è consistito nel mettere a punto diversi file, la cui estensione è “.bcs” (boundary conditions), con le velocità dei nodi al bordo del modello che di volta in volta si ritenevano più idonee. In questo caso, l'autore dava l'opportunità di scegliere fra 5 possibili opzioni. La scelta veniva effettuata facendo seguire al numero del nodo un numero intero (-1, 0, 1, 2, 3), ciascuno indicante :

- (-1) nodo libero (ridge): questa parte del bordo era soggetta solo alle trazioni litostatiche. La pressione litostatica è calcolata dalla struttura di una dorsale medio-oceanica alla profondità di 2700m. Non c'era bisogno di aggiungere nessun altro tipo di dato.
- (0) nodo libero (halfspace) anche questa parte del bordo era soggetta solo alle trazioni litostatiche, ma in questo caso la pressione litostatica è calcolata dallo spessore della crosta e dall'assunzione del trasferimento di calore solo per conduzione verticale. Si assumeva che la litosfera continuasse all'infinito fuori dal bordo così come essa era in questa parte del bordo. Non c'era bisogno di aggiungere nessun altro tipo di dato.
- (1) 1 condizione: il nodo al bordo doveva essere seguito da una magnitudine di velocità e da un azimuth. Tale velocità veniva mantenuta fissa lungo la direzione indicata durante l'iterazione, mentre saranno lasciate libere le altre velocità lungo le altre componenti.

- (2) = 2 condizioni: anche in questo caso al numero intero seguiva velocità e azimuth. Il significato di questo intero è che durante tutta l'iterazione veniva mantenuto costante il valore e la direzione della velocità del nodo al bordo, mentre restava nullo il modulo delle velocità in qualsiasi altra direzione.
- (3) = NUVEL-1A. In questo caso il programma Shells inseriva automaticamente ai nodi la condizione indicata dall'intero (1) seguita dalle velocità e azimuth forniti dal modello NUVEL-1A di DeMets et alii (1994). Anche in questo caso non era necessario aggiungere nessun'altra indicazione poiché Shells consultava automaticamente il file PB1999_boundaries.dig – fornito dall'autore - per cercare il polo di rotazione di ogni nodo rispetto alla placca di riferimento inserita nell'input file.

Per gli altri parametri del file “.in” - comuni a tutti i modelli - ho confermato i valori di Bird (1996) : fra gli altri, per formula di power law creep

$$\sigma_s^{creep} = 2\alpha \left(2\sqrt{\Pi} \right)^{1-n/n} \exp\left(\frac{\beta + \varepsilon P}{T} \right) \dot{\varepsilon}_s^{creep} \quad (2.6)$$

con $n = 3$, ho inserito $2\alpha = 2.3 \times 10^9 \text{ Pa} \times s^{1/3}$ per la crosta e $2\alpha = 5.4 \times 10^4 \text{ Pa} \times s^{1/3}$ per il mantello, $\beta = 4000^\circ K$ per la crosta e $\beta = 18000^\circ K$ per il mantello.

A questo punto è stato possibile lanciare il programma Shells, il quale ha richiesto come file input quelli man mano messi a punto e contraddistinti dalle estensioni .feg (griglia agli elementi finiti), .in (input file), .bcs (file con le velocità dei nodi al bordo). Il file output, la cui estensione è “.out”, viene poi inserito come input file nel programma di grafica Orbmap che provvede a mostrare i risultati della convergenza numerica tramite dei file .ai (*adobe illustrator*).

Le mappe più interessanti su cui si è incentrato il lavoro di confronto con database preesistenti sono state quelle delle velocità superficiali, dello stress e dello strain rate.

2.2 ERRORE DELLE VELOCITA'

Prima di passare alla modellazione numerica e alla descrizione dei risultati è stato necessario valutare l'errore del metodo. I due parametri che ho dovuto considerare sono chiamati, nell'input file, okdelv e oktoqt.

Okdelv viene definito come l'errore massimo permesso della velocità dovuto essenzialmente all'impossibilità di modellare le velocità verticali e alla rigidità della matrice delle incognite.

Il parametro oktoqt è, invece, un numero adimensionale usato per testare l'effettiva convergenza numerica di un modello. Shells considera raggiunta la convergenza numerica solo se il valore medio (su tutti i nodi) del cambiamento delle velocità dall'ultima iterazione, diviso per il valore medio delle velocità, è inferiore a oktoqt.

Per essere certo di agire in modo corretto ho messo a punto diversi modelli a mano a mano più complessi e realistici. Il fine di questa parte del mio lavoro è stato quello di individuare dei valori di okdelv e oktoqt sufficientemente accurati da avere, in condizioni isostatiche - quindi senza considerare trazioni verticali -, un errore medio inferiore a 0.5mm/yr, ma non tanto accurati da appesantire eccessivamente il costo computazionale con il quale Shells ricerca la convergenza numerica.

Il primo modello messo a punto (NOFAG001) ha in comune con i modelli finali le sole coordinate geografiche. Gli spessori crostali e litosferici sono calcolati con Orbdata, dopo aver costruito una mappa fittizia della topografia in cui l'altitudine è costante e il flusso di calore, fittizio, è omogeneo e pari ad un valore di $0.06mW / m^2$. La ricerca immediata dell'isostasia e della definizione termica della base della litosfera porta Orbdata a costruire una griglia finale composta da due strati piano-paralleli, senza nessuna variazione laterale.

Per i nodi posti al bordo del modello si impone che debbano rimanere fermi durante tutta l'iterazione. Operando in questo modo intendo uguagliare il vettore della - (1.34)- ad uno degenere uguale a zero. Il risultato atteso è che i coefficienti incogniti della (1.34) siano anch'essi uguali a 0. Qualsiasi residuale per qualsiasi nodo della griglia sarà null'altro se non l'errore del modello stesso (figura 12).

Velocità prossime allo zero vengono raggiunte con $okdelv=1\times 10^{-8}$ e $oktoqt=1\times 10^{-3}$. Il secondo modelli (NOFAG002) modella un scenario più realistico rispetto a quello precedente perché al posto dell'altitudine costante viene inserito il reale valore calcolato dal database ETOPO5 con passo di 0.0333° mentre il flusso viene ancora tenuto omogeneo.

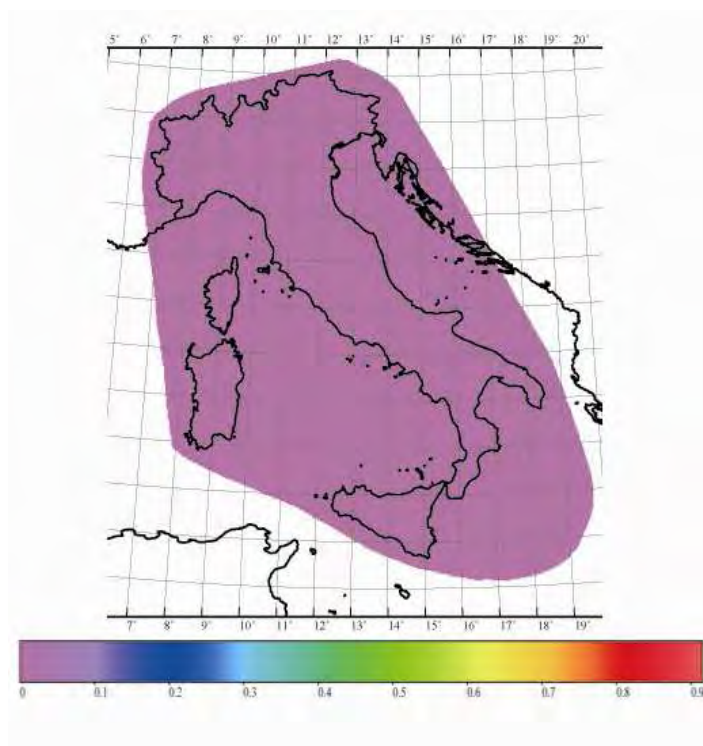


Figura 12. Errore del modello NOFAG001

Ancora una volta il programma Orbdata calcola la profondità della Moho in condizioni isostatiche e la base della litosfera tramite l'assunzione che lo stato termico di partenza sia verticale puramente conduttivo.

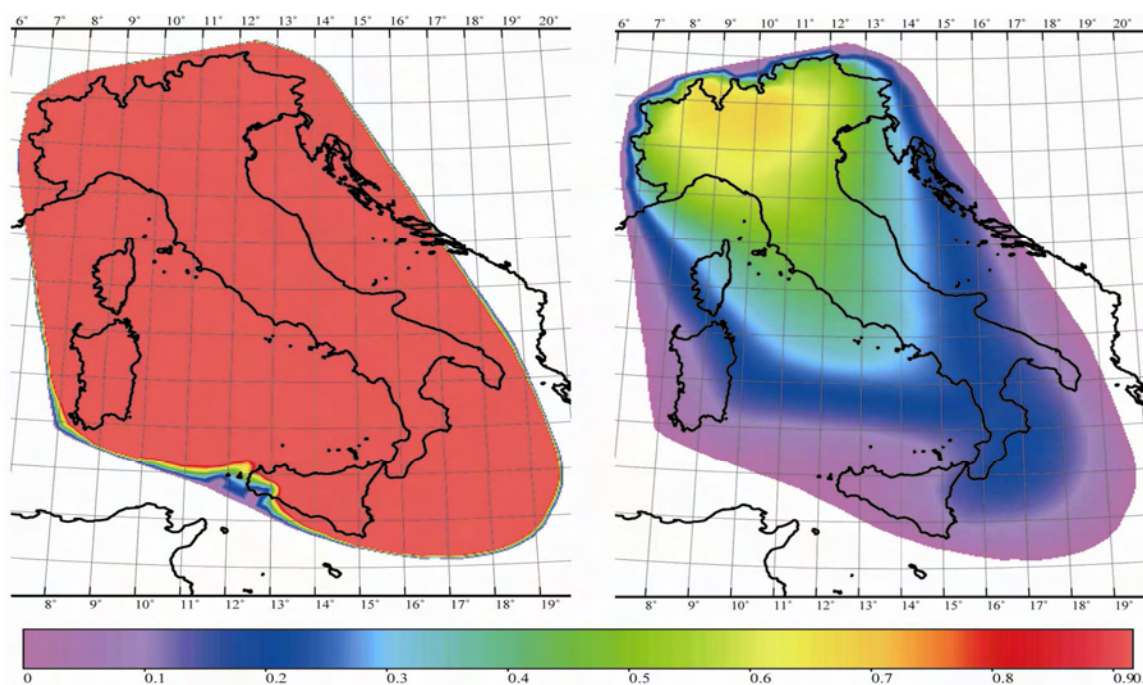


Figura 13. Errore del modello NOFAG002. A sinistra, okdelv=1E-8 e oktoqt=1E-3; a destra, okdelv=1E-10 e oktoqt=1E-4.

Se viene posta uguale a zero la velocità dei nodi al bordo del modello, le esemplificazioni sono tali per cui l'errore risultante – le velocità dei nodi interni al modello- sarà espressione della variazione laterale della topografia.

In questo caso $okdelv=1\times 10^{-8}$ e $oktoqt=1\times 10^{-3}$ non sono adeguati in quanto il campo delle velocità superficiali mostra dei moduli di 3cm per nulla realistici (figura 13, a sinistra). Errori più appropriati rispetto al campo delle velocità che si intende modellare si ottengono con $okdelv=1\times 10^{-10}$ e $oktoqt=1\times 10^{-4}$ (figura 13, a destra).

Il terzo modello (ISOSTATICO) è isostatico, dunque ottenuto con Orbata ma a differenza dei precedenti rappresenta una situazione più prossima alla realtà, anche se ancora distante da essa, considerando non più un flusso fittizio omogeneo ma quello del lavoro di Della Vedova et alii (2001).

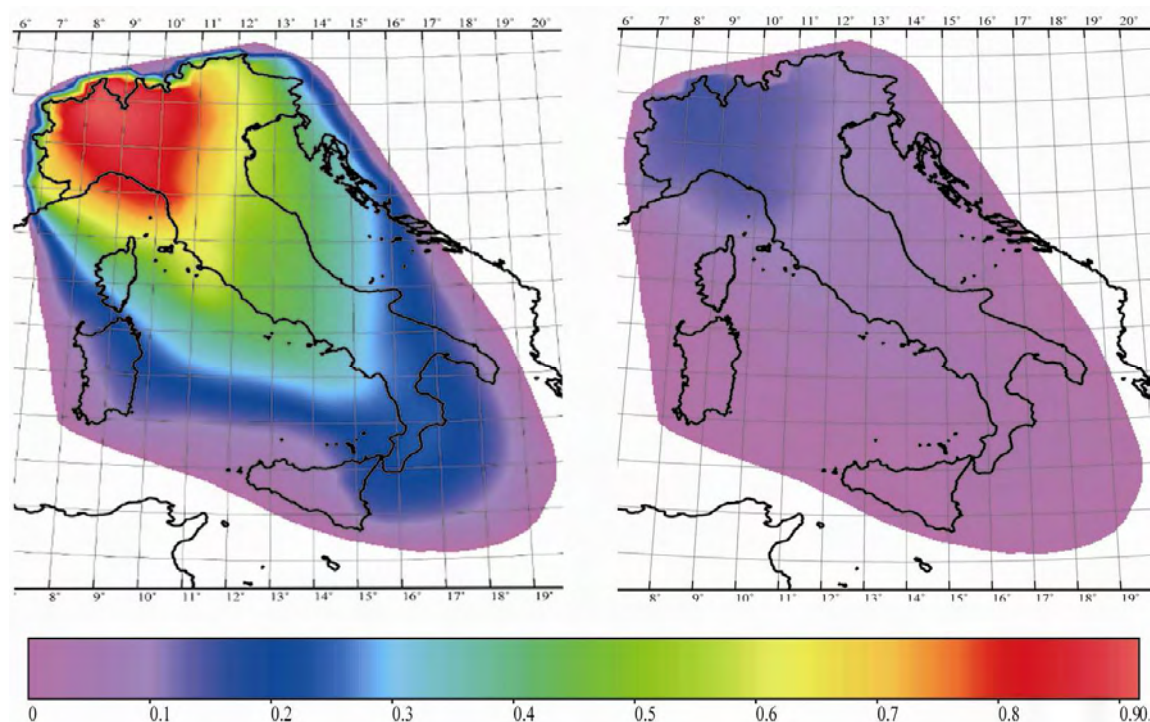


Figura 14. Errore del modello ISOSTATICO. A sinistra, $okdelv=1E-10$ e $oktoqt=1E-4$; a destra, $okdelv=1E-11$ e $oktoqt=1E-5$.

I valori di $okdelv=1\times 10^{-10}$ e $oktoqt=1\times 10^{-4}$ utilizzati per NOFAG002 sono idonei anche per il modello ISOSTATICO, come dimostra la figura 14, a sinistra: solo la zona Piemonte - Lombardia supera il valore di 0.9 mm/yr, non arrivando comunque al valore di 1mm/yr. Nonostante questi valori possano essere ritenuti idonei per gran parte dell'Italia, il campo delle velocità superficiali è affetto da un errore ancora più basso quando $okdelv=1\times 10^{-11}$ e $oktoqt=1\times 10^{-5}$ (figura 14, a destra). Non

c'è, invece, nessuna differenza fra il modello intermedio con $okdelv=1\times 10^{-10}$ e $oktoqt=1\times 10^{-5}$ e quello con $okdelv=1\times 10^{-10}$ e $oktoqt=1\times 10^{-4}$.

Il quarto modello (ONOFAGPA) è del tutto identico a ISOSTATICO, l'unica variazione consiste nella numerazione dei nodi. Sia, infatti, N il numero totale dei nodi di NOFAGPA con $n(P)_{nofagpa}$ il numero intero di un generico nodo P , nella nuova numerazione si avrà

$$n(P)_{onofagpa} = N - n(P)_{nofagpa} + 1 \quad (2.7)$$

Ho ritenuto fondamentale costruire questo modello per testare anche il possibile errore dovuto alla numerazione, quindi imputabile al programma Orbnumber. L'assoluta identità fra il campo delle velocità di ONOFAGPA e ISOSTATICO indica che l'errore è indipendente dalla numerazione dei nodi.

I valori di $okdelv$ e $oktoqt$ che ho scelto per ogni modello sono stati differenti rispetto al fattore agente che andavo a considerare e all'obiettivo del modello, rimanendo comunque $1\times 10^{-10} < okdelv < 1\times 10^{-11}$ e $1\times 10^{-4} < oktoqt < 1\times 10^{-5}$. In casi in cui è stata considerata anche l'interazione fra flussi astenosferici e litosfera il valore di $okdelv$ è stato 1×10^{-10} , poiché l'autore di Shells consiglia di modellare tali interazioni con una rigidità relativamente bassa della matrice delle incognite. Quando l'intento finale era quello di riprodurre con il minor margine d'errore le velocità superficiali ho ritenuto opportuno inserire $okdelv=1\times 10^{-11}$ e $oktoqt=1\times 10^{-5}$, per ricercare la massima precisione.

L'importanza dello studio dei parametri $okdelv$ e $oktoqt$ può essere ben compresa vedendo un qualsiasi modello finale. Esso, per essere considerato realistico deve essere sempre confrontato con l'errore associato ai parametri $okdelv$ e $oktoqt$ utilizzati. Tali considerazioni sono fondamentali per non confondere il risultato con l'errore in qualsiasi modellazione.

CAPITOLO III: I DATI

3.1 GLI SPESSORI DELLA CROSTA

Ogni nodo di ciascuna griglia deve avere quattro valori fondamentali: topografia, flusso di calore superficiale, struttura crostale e litosferica. Nel caso in cui non si è utilizzato il programma ORBDATA, si è inserito manualmente, tramite interpolazione numerica, ciascun dato riguardante flusso e spessori.

Per i modelli caratterizzati dal prefisso o dal suffisso 4 sono stati considerati i diversi lavori di Panza per definire sia la struttura crostale che quella litosferica.

Nel lavoro di Pontevivo e Panza (2002) vengono definite sette regioni differenti, ciascuna caratterizzata da una propria curva di dispersione media la cui geometria è, secondo l'autore in ottimo accordo con il quadro strutturale proposto da Meletti (2000). Le sette regioni sono: il bacino sud tirrenico, la zona sud-orientale delle Alpi, il canale delle Dinaridi, il mare Adriatico inclusa la Puglia, l'arco appenninico da nord a Sud, la regione più settentrionale dello Ionio incluso l'arco Calabro ed infine la parte dello Ionio prossimo alla parte continentale della Grecia.

L'inversione non lineare di dati distinti di ciascuna regione permette agli autori di definire dei modelli medi per la crosta e il mantello superiore, che integrati fra loro danno come risultato finale la mappa della litosfera e la mappa della Moho.

La parte più settentrionale del mar Adriatico non mostra differenze sostanziali con quelle dell'Adriatico meridionale, fornendo quindi l'informazione di una probabile estensione verso NW della microplacca adriatica. In questa ottica la regione II coinciderebbe appieno con la microplacca adriatica, di cui rappresenterebbe la parte più settentrionale. Più a sud, la regione 4 non mostra sostanziale differenza con la regione 1, di cui sembra la naturale prosecuzione. Quindi delle sette zone precedentemente presentate si hanno 5 curve di dispersione. Da queste vengono estrapolate le principali caratteristiche della Moho e della litosfera (figura 15) così come presenti nei modelli contraddistinti dal prefisso 4:

- il bacino del Tirreno Meridionale: la Moho è poco profonda e la base sismica della litosfera non supera i 20 km. Queste caratteristiche sono in ottimo accordo con quanto già conosciuto di questo bacino, che è caratterizzato da

una crosta assottigliata continentale la cui progressiva riduzione dai bordi del bacino al suo interno è tale per cui al centro del bacino si ha crosta oceanica.

- la profondità della Moho nella regione 3 – il canale delle Dinaridi- è di circa 35 km;
- nella regione 4 la crosta ha un carattere continentale: la Moho è ad una profondità di circa 25 km;
- nell'area appenninica – regione 5 - la Moho è ad una profondità media di 40 km;
- nella regione 7 la Moho va ispessendosi rapidamente presentando una Moho a circa 40 km di profondità.

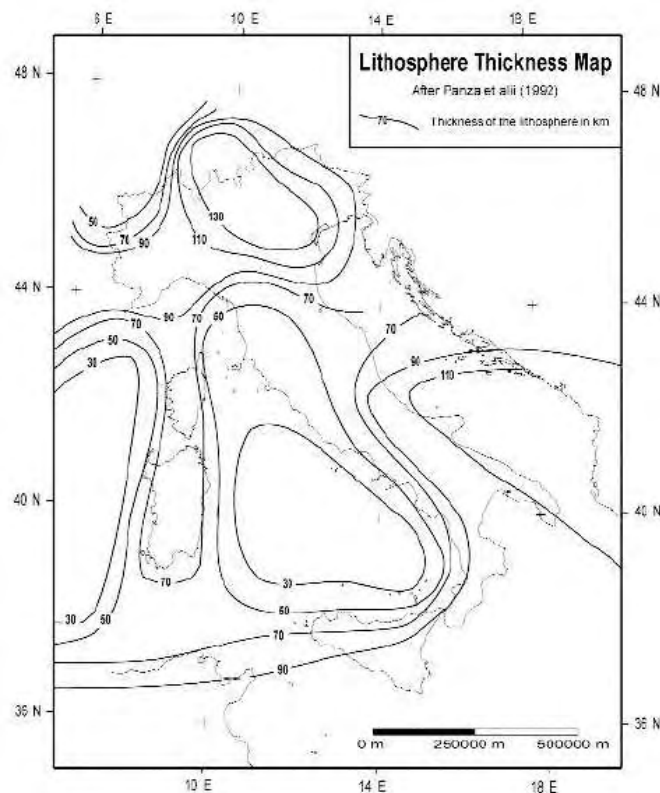


Figura 15. Litosfera secondo Panza (1992)

Per i modelli con suffisso o prefisso "700" e "1000" è stata considerata l'intensa opera di sintesi dei risultati ottenuti dal DSS di Nicolich (2001). L'intento dell'autore, in questo caso, è stato quello di produrre una caratterizzazione generale e la localizzazione di differenti tipologie crostali derivanti dall'interpretazione dei dati.

I risultati sono rappresentati da sezioni e da una mappa che individua le isobate della Moho.

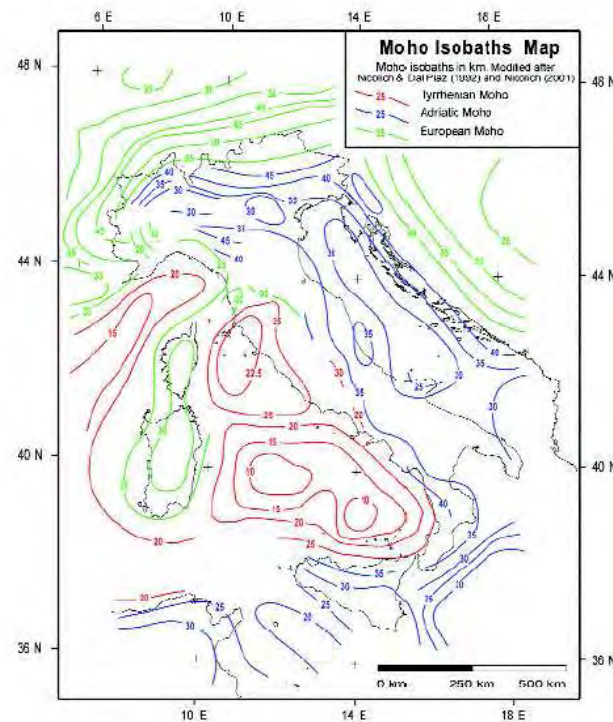


Figura 16. Mappa delle isobate della Moho di Nicolich (2001), da Scrocca et alii(2003)

Il dato caratteristico che differenzia profondamente il lavoro di Nicolich (figura 16) da quello di Pontevivo e Panza (2002) risiede nel riconoscimento di diversi tipi di crosta.

Il primo tipo di crosta è chiamata continentale africana ed è caratteristica di buona parte dell'Italia peninsulare, ed in particolar modo dell'Adriatico e della Sicilia.

Il secondo tipo di crosta è quella continentale Europea, che è presente in Sardegna – Corsica.

Il terzo tipo è la crosta assottigliata dell'area oceanica del Tirreno, della Toscana e delle zone peri-tirreniche. Tale crosta assottigliata può essere ulteriormente divisa in sottotipi (tirrenica, ligure e toscana) a seconda della profondità media della Moho.

3.2 FLUSSO DI CALORE SUPERFICIALE

Fra i valori nodali fondamentali per il programma Shells vi è sicuramente il flusso di calore superficiale perché con esso viene calcolato lo spessore litosferico definito alla sua base dall'isoterma dei 1600 °K.

Negli ultimi 25 anni sono stati presentati diversi lavori (es. Castaldi, 1996) a cui hanno fatto seguito diverse mappe del flusso di calore superficiale. I dati di volta in volta utilizzati sono distribuiti in maniera disomogenea nello spazio: questa considerazione spiega la causa dell'intrinseca ambiguità che caratterizza le mappe di calore presentate negli anni per l'Italia.

Il lavoro che ho preso in considerazione è quello di Della Vedova et alii (2001) (APPENDICE 3) perchè più recente e, quindi, risulta essere la sintesi dei precedenti lavori ampliata da nuovi dati misurati sul terreno. La mappa del flusso di calore di Della Vedova et alii (2001) è stata realizzata, infatti, utilizzando i più recenti database, che includono nuove determinazioni del flusso di calore superficiale in Adriatico, nel canale di Sicilia e in Toscana.

Una breve spiegazione del flusso di calore superficiale della penisola Italiana fornisce l'opportunità di comprendere la sua interazione con i processi geologici più rilevanti che hanno interessato dal Neogene quest'area. La caratteristica peculiare della dorsale appenninica è che, essendo un orogene relativamente recente, il regime termico associato è lontano dall'equilibrio, a differenza di quanto accade per le Alpi. È, infatti, probabile che un'inversione del gradiente delle temperature è ancora presente in profondità. C'è, inoltre, da considerare l'infiltrazione di acque meteoriche che abbassa ulteriormente il flusso di calore superficiale degli affioramenti carbonatici.

Una forte anomalia del flusso di calore ($>150 \text{ mW/m}^2$) interessa la parte centrale e quella meridionale del Mar Tirreno, continuando su terra emersa dalla Toscana sino alla Campania. La causa di questa forte anomalia del flusso di calore è l'assottigliamento crostale, accompagnato da fenomeni ignei che interessano questa catena dal Miocene sino al Quaternario.

Altri settori dell'Italia degni di nota sono le piattaforme carbonatiche Iblea, Apula e Istriana. I flussi di calore di queste piattaforme sono inclusi fra i $40\text{-}60 \text{ mW/m}^2$, anche se localmente, dove sono presenti infiltrazioni di acque meteoriche, raggiungono valori più bassi.

Infine i bassi valori che generalmente caratterizzano la pianura Padana, parte dell'Adriatico e il bacino di Caltanissetta nel sud della Sicilia riflettono una

depressione delle isoterme, causata dall'alto tasso di sedimentazione e dalla conseguente subsidenza.

L'assunzione di partenza del programma Shells è che l'area investigata abbia un regime termico in cui ci sia uno stato stazionario puramente conduttivo. I processi attualmente attivi nei primi chilometri della crosta (circolazione delle acque, sedimentazione, erosione e attività vulcanica) allontanano, però, pesantemente il flusso superficiale dall'assunzione di uno stato termico conduttivo stazionario: appare, quindi, evidente che la complessità tettonica e la non omogeneità strutturale dell'Italia dia una variabilità laterale al flusso di calore tale per cui lo stato termico conduttivo stazionario non può essere assunto in partenza senza uno studio più approfondito.

In uno stato termico stazionario il flusso di calore superficiale è la somma di vari contributi:

- il calore entrante alla base della litosfera;
- il calore radiogenico generato all'interno della litosfera stessa;
- il calore in eccesso o in difetto presente nella litosfera dovuto ad eventi termotettonici riguardanti una particolare area, quali assottigliamento o ispessimento litosferico;
- il contributo di tutti i processi riguardanti i primi chilometri, quali ad esempio, sedimentazione, erosione, circolazione di fluidi, intrusioni ignee e cambiamenti paleoclimatici.

Tuttavia, in zone di deformazione attiva o recente, quale l'area da me studiata, i contributi di processi ancora attivi nella parte superiore della crosta possono cambiare profondamente la distribuzione delle temperature dei primi chilometri e quindi nascondere totalmente la componente conduttiva stazionaria del flusso di calore, componente a cui Shells fa riferimento per individuare lo stato iniziale del modello. Se quindi, in queste aree, si considera il flusso superficiale come rappresentativo delle condizioni termiche profonde, è probabile che si sia in errore. Gli spessori della litosfera risulterebbero quindi affetti da un errore direttamente associato all'assunzione che il flusso superficiale di ogni nodo sia dovuto esclusivamente alla conduzione stazionaria.

Per risolvere questa incertezza Pasquale (1997) e Zito (2003) confermano che il campo attuale delle temperature in alcune zone è distante dalle condizioni stazionarie. Questo implica comportamenti reologici dipendenti dal tempo per diverse regioni tettoniche. In entrambi i lavori gli autori individuano nel fattore di assottigliamento e nelle condizioni termiche della litosfera i parametri costanti rispetto ai quali poter costruire il campo superficiale del flusso, ricollegandolo esclusivamente al processo geodinamico in atto e riuscendo quindi ad isolare ed eliminare la componente crostale del flusso di calore. Un simile modo di operare, se applicato a Shells porterebbe ad alcuni problemi: nel lavoro di Pasquale et alii (1997) si definiscono due parametri di assottigliamento per mantello e crosta, quindi stesso fenomeno geodinamico, ma diverse equazioni governanti il fenomeno stesso e soprattutto la certezza di dover scegliere l'approssimazione che più si avvicina alla realtà. Poiché la temperatura iniziale è determinata dall'assunzione della trasmissione di calore verticale conduttiva, verrebbe salvaguardata la T_{moho} , ma si rinunciarebbe in partenza alla modellazione sufficientemente realistica del mantello che avrebbe spessori maggiori a quelli reali. D'altronde in alcune zone, ad esempio la Toscana, intrusioni di corpi caldi all'interno della crosta devono essere tenuti in debito conto se si vuole raggiungere un sufficiente grado di realtà. Queste considerazioni hanno avuto l'effetto di andare ad individuare i diversi lavori di review per mettere un limite superiore alle T_{moho} , rinunciando in partenza ad una esatta descrizione del regime termico della Moho, ma conservando in maniera più ampia possibile l'opportunità di modellare anche eventuali importanti perturbazioni termiche crostali. La zona su cui si è incentrata la mia attenzione è stata la Toscana perché caratterizzata da spessori crostali e flussi di calore tali da avere le maggiori temperature alla Moho di tutta la zona che intendo modellare. Nei diversi lavori riguardanti quest'area il limite superiore rispetto al quale si pensa di descrivere ancora sufficientemente bene il regime termico dell'area è la temperatura di 1044°C ipotizzata da Gualtieri et alii (1998) sotto la Toscana occidentale. Sarà questa, quindi la temperatura massima che potrà essere raggiunta facendo riferimento al flusso superficiale. Se tale valore verrà superato sarà considerato errore, perché porterebbe ad avere T_{moho} difficilmente giustificabili. In questa circostanza verrà

ricalcolato il flusso portandolo al valore tale da avere T_{moho} uguale al limite superiore individuato nel 1044°C del lavoro di Gualtieri et alii (1998). Procedendo in questo modo si sacrifica la temperatura esatta della Moho, così come ipotizzata da Pasquale et alii (1997), ma si conserva nelle condizioni iniziali l'importante perturbazione termica crostale mentre la base isoterma del modello Nicolich viene a trovarsi intorno ai 35-40 km di profondità, confermando quindi i valori dei precedenti lavori in questa area.

L'altra importante correzione effettuata per riprodurre con un grado realistico maggiore la struttura termica della litosfera è stato quello di alzare i valori del flusso di calore nello Ionio perché i valori di 0.015-0.020 sono effetto esclusivo della rapida sedimentazione che interessa questa area. Nel modello Nicolich, con questi valori di flusso si otterrebbe la base isoterma del modello a profondità eccessive. Doglioni propone un valore di 0.04, che mi è sembrato sufficientemente ragionevole, alla luce delle considerazioni di Della Vedova et alii (2001).

Per tutte le altre aree del modello l'operazione che ho effettuato è stata quella di confrontare il valore del flusso di calore ottenuto per interpolazione numerica dalla mappa del flusso di calore superficiale di Della Vedova et alii (2001) con la mappa dei valori medi di flusso di calore conduttivo indisturbato, quindi stazionario, per le principali province tettoniche dell'Italia fornita dagli stessi autori.

Assumendo che il calore si propaghi attraverso gli strati per sola conduzione, tali autori computano il contributo profondo al flusso di calore superficiale tramite i gradienti termici e assunte conduttività termiche. Il flusso è quindi estrapolato in superficie, considerando le conduttività termiche delle varie litologie e dei loro contributi alla produzione di calore, ottenendo, quindi, il flusso di calore superficiale che si potrebbe misurare in superficie, in condizioni stazionarie in un regime termico puramente conduttivo.

Il contributo più importante di questo lavoro è che il flusso di calore superficiale calcolato non è sembrato notevolmente differente da quello misurato, se non in alcune aree (Appennino meridionale, Umbria). Il margine d'errore di questo flusso di calore superficiale elaborato da Della Vedova (2001) è comunque tale da non

poter essere inserito se non dopo una più approfondita analisi, non considerata a questo punto del mio lavoro.

3.3 DATABASE DI CONFRONTO: STRESS ATTIVI E MISURAZIONI GEODETICHE

Il database del campo degli stress attivi in Italia è stato recentemente ampliato e pubblicato nella sua forma completa da Montone et alii (2004), figura 17. Rispetto ai lavori precedenti Montone et alii (1999), questo database è stato incrementato del 50%: da 352 dati si è passati agli attuali 542 dati. A ciascun dato viene assegnato un valore qualitativo, dalla A (il migliore) alla E (il peggiore).

In dettaglio, si hanno 329 dati di pozzo, 186 soluzioni di piani di faglia, 20 inversioni in aree di sismicità diffusa e 7 dati su faglie da lavori di paleosismologia. Questo database è, attualmente, il più aggiornato, completo ed esatto catalogo per l'Italia.

Per quanto riguarda i 329 dati di pozzo, 149 mostrano dei risultati sufficientemente affidabili e, rispetto alla loro qualità sono così suddivisi: 10 dati con valore A, 65 di qualità B e 74 di qualità C. La profondità dei pozzi è inferiore ai 7.5 km. I dati sono sparsi sull'intero territorio nazionale – ad eccezione della Sardegna-, anche se non distribuiti in modo omogeneo: si ha, infatti, un'ottima concentrazione di dati lungo la catena appenninica, nella Campania e nella Basilicata e lungo l'avampaese appenninico. Ampie zone, fra le quali la Calabria, di contro, scarseggiano di questi dati.

I 186 dati delle soluzioni dei piani di faglia rappresentano la deformazione sismica e danno importanti informazioni circa lo stato della deformazione attiva intorno ad una faglia. Gli autori, per essere sicuri di lavorare con dati che sono la risposta a campi regionali piuttosto che dovuti a effetti locali, utilizzano solo meccanismi focali ben determinati, ottenuti per eventi con $M > 4.0$ per gli ultimi 25 anni e $M \geq 4.5$ per terremoti precedenti. Seguendo le indicazioni di McKenzie (1974) gli autori non assegnano mai la qualità A a questi dati, dando la qualità C a dati con $4 < M \leq 4.5$ e B a quelli con $M \geq 4.5$. Rispetto alle precedenti compilazioni, l'attuale database ha 186 dati di cui ben 108 nuovi, aggiungendo, quindi, nuovi dati

nell'intera regione di studio, ma incrementando in modo specifico i dati nell'Appennino settentrionale, nell'Appennino Meridionale e nel Tirreno Meridionale.

Le direzioni degli stress determinate dalla sismicità diffusa possono essere considerate le più precise e consistenti informazioni derivanti dalla sismologia, ma la sismicità della penisola Italiana è stata tale per cui raramente è stata abbastanza densa da permettere questi studi. Rispetto a queste considerazioni e alle precedenti compilazioni sono stati aggiunti nuovi dati per il promontorio del Gargano, per la Calabria e la Sicilia.

Per quanto riguarda i lavori di paleosismologia, essi sono pochi e con qualità C e si rifanno a studi sulle strutture delle faglie e a lavori di natura geomorfologica.

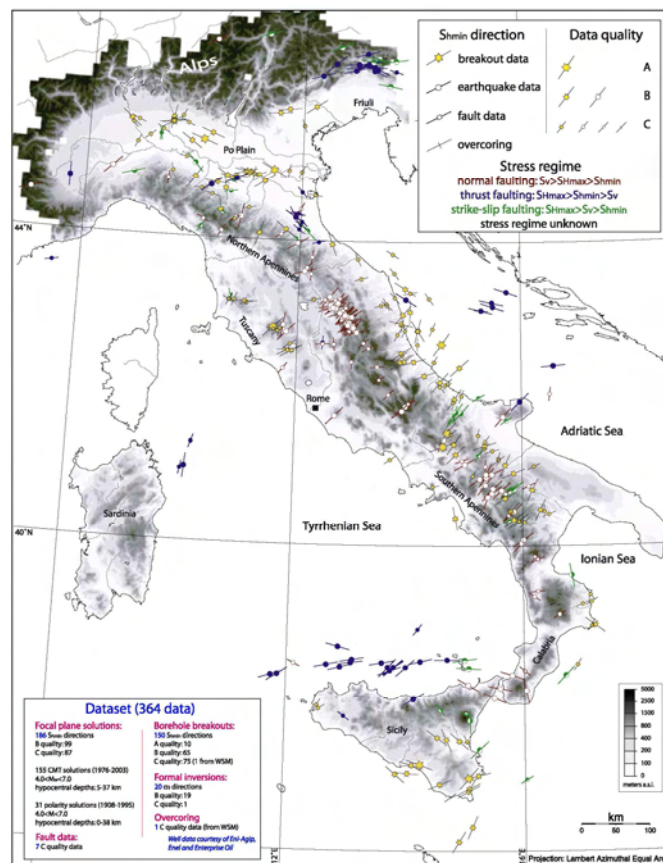


Figura 17. Mappa degli stress attivi da Montone(2004)

I nuovi dati permettono di confermare le principali caratteristiche del campo degli stress della zona da me studiata: è evidente un regime compressivo nella microplacca adriatica, confermato anche dai nuovi terremoti dell'Adriatico centrale. I dati attualmente disponibili confermano i risultati di studi precedenti

secondo cui l'Appennino meridionale è caratterizzato da estensione orientata NE-SW, mentre la sequenza sismica iniziata nel settembre 2002 evidenzia la compressione attualmente presente nell'offshore tirrenico a nord della Sicilia. Anche se scarsi, i dati in Calabria indicano la presenza di estensione perpendicolare alla catena, mentre non è possibile avere informazioni certe del campo dello stress nello Ionio. Per l'Appennino Settentrionale vengono confermati due regimi distinti e ben delimitati: ad W estensione, ad E compressione con $S_{h\min}$ parallelo all'asse del fronte compressivo.

Oltre al regime degli stress, fra i risultati più importanti che si possono ottenere con l'approccio fornito da Shells vi è l'opportunità di descrivere il campo degli spostamenti superficiali per l'intera area. È innegabile che, comunque, le caratteristiche cinematiche dell'area investigata non sono semplici da modellare e c'è il rischio reale che il risultato ottenuto da questo tipo d'approccio potrebbe essere affetto da incertezze dovute alle inevitabili assunzioni ed esemplificazioni oltre che alla mia conoscenza approssimativa.

Un importante database di confronto rispetto al quale testare l'affidabilità di un modello è rappresentato dalla crescente letteratura ricollegata alle misurazioni geodetiche (GPS, VLBI, SRL), che forniscono informazioni sul moto di un certo numero di punti rispetto ad un comune punto di riferimento. In quest'ottica non va trascurata neanche l'utilità delle tecniche di misurazioni geodetiche – GPS su tutte – per investigare la deformazione crostale.

L'opera di review mi ha permesso di avere un database abbastanza corposo rispetto al quale ho operato una approfondita selezione: essendo, infatti, l'investigazione della deformazione crostale tramite misurazioni geodetiche abbastanza recente, è alto il rischio d'errore e questo comporta che i dati provenienti da diversi lavori potrebbero essere non convergenti fra loro. Ho quindi ritenuto opportuno considerare, in modo del tutto arbitrario, solo lavori pubblicati dopo il 2000 e che facessero riferimento a campagne di durata non inferiore ai 5 anni. L'obiettivo di una simile selezione è quello di avere dati di confronto sufficientemente accurati.

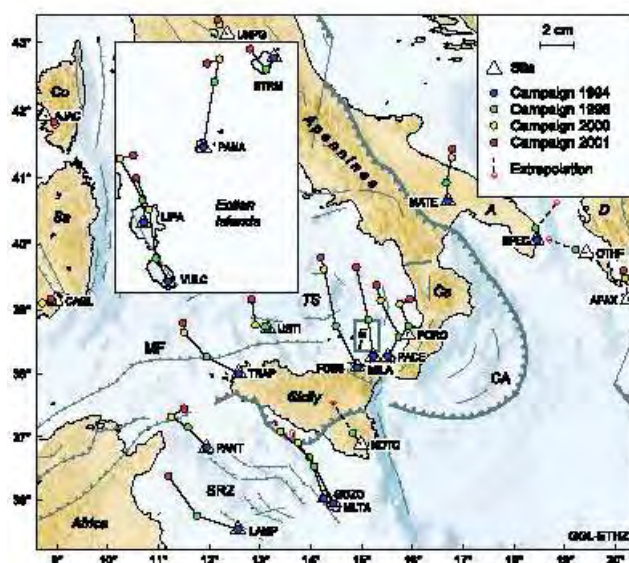


Figura 18. Spostamenti superficiali, da Hollenstein (2004).

Il primo lavoro relativo ai criteri selettivi utilizzati nell'ampia letteratura delle misurazioni geodetiche è quello di Anzidei et alii (2001) in cui vengono descritti i risultati delle misurazioni con GPS raccolte durante diverse campagne eseguite nell'intervallo di tempo 1991-1999. Le stazioni in cui sono state effettuate le misurazioni sono distribuite in modo disomogeneo su tutta l'Italia.

Interessanti informazioni possono essere prese anche dai lavori di Calais et alii (2002) e Nocquet e Calais (2004), che focalizzano la loro attenzione sul movimento della microplacca adriatica rispetto al polo di rotazione del blocco Eurasia, mentre l'articolo di McClusky et alii (2003) è stato particolarmente interessante per determinare il polo di rotazione della placca africana (Nubia) rispetto all'Eurasia.

Un lavoro a scala più piccola e quindi maggiormente dettagliato è quelli di Hollenstein et alii (2003) - figura 18 - con campagne successive fra il 1994 e il 2001 riguardante il campo delle velocità superficiali in Sicilia. D'Agostino e Selvaggi (2004) con un'opera di sintesi dei precedenti lavori descrivono fedelmente il campo delle velocità superficiali in Sicilia e Calabria.

Nonostante le recenti considerazioni di Babbucci et alii (2004), da questi lavori sembrano emergere in modo abbastanza netto alcune caratteristiche principali del campo delle velocità dell'area di studio:

- la rotazione antioraria della microplacca adriatica: vengono confermate le osservazioni precedenti di Anderson e Jackson (1987), di Ward (1990) e Westaway (1994);
- in D'Agostino e Selvaggi (2004) non viene esclusa l'ipotesi di Meletti (2000) secondo cui la litosfera mesozoica dello Ionio sia anche in rotazione antioraria rispetto all'Eurasia;
- la convergenza Eurasia – Africa, particolarmente importante nel Tirreno meridionale e in Sicilia;
- un'ampia zona (blocco Sardo-Corsico) con velocità residue nulle rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia.

CAPITOLO IV: RISULTATI

4.1 SICILIA

Contrariamente a quanto accade per la Corsica e la Sardegna, gli spostamenti residuali rispetto all'Eurasia di Lampedusa e della Sicilia orientale sono importanti e diretti verso NNW. MALTA, GOZO e NOTO mostrano delle leggere differenze nella direzione del moto, ma anche il loro regime cinematico è molto simile a quello delle stazioni precedenti. (figura 19)

Secondo Hollenstein et alii (2003) e D'Agostino e Selvaggi (2004) tali dati indicano per la Sicilia un campo delle velocità superficiali incompatibile con il moto della placca Eurasiatica. I piccoli residuali di NOTO e LAMP rispetto alla placca africana, i piccoli gradienti di velocità fra NOTO e TRAP e le significative differenze fra TRAP e USTI indicano, piuttosto, che da Lampedusa sino alla Sicilia nord occidentale il campo delle velocità è dominato dal moto della placca africana.

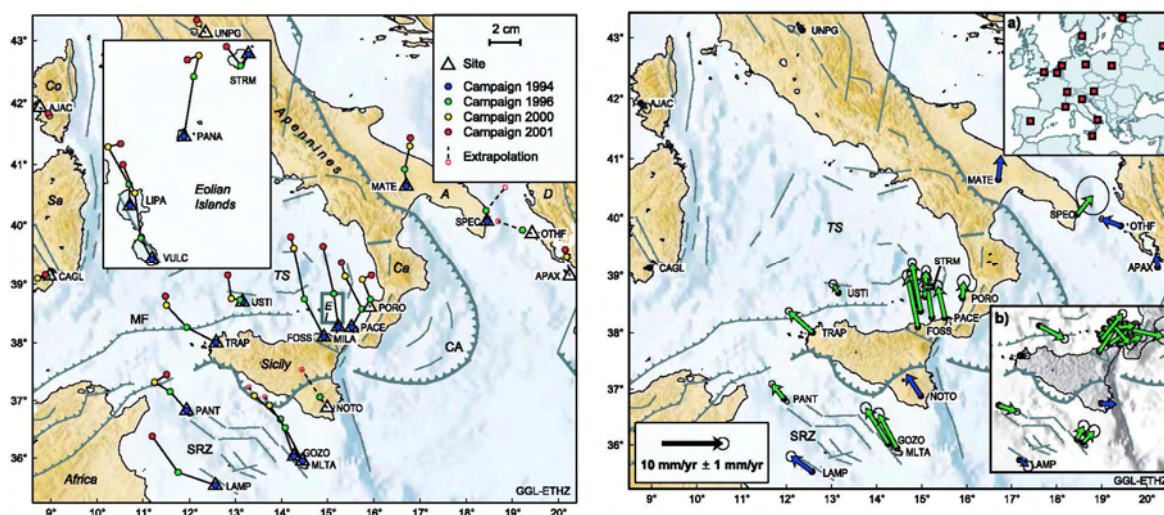


Figura 19. Spostamenti superficiali della Sicilia da Hollenstein et alii (2003).

Questa situazione comporta che la compressione fra la placca africana e quella Eurasiatica sia localizzata più a nord della Sicilia, lungo il fronte più settentrionale delle Magrebi indicato come zona di faglia Nord Sicilia. Lungo tale struttura si osserva una direzione NNW-SSE sostanzialmente costante per i numerosi eventi sismici compressivi poco profondi.

Di notevole importanza è anche la struttura arcuata presente nella Sicilia centro – meridionale attiva al Plio-pleistocene, che secondo alcuni autori (Grasso 2001) sarebbe una struttura relitta associabile alla subduzione della litosfera oceanica

mesozoica ormai cessata. Il campo delle velocità superficiali conferma, almeno parzialmente, queste indicazioni in quanto il fenomeno attualmente più importante per l'intera Sicilia è la spinta della placca africana, muovendosi più velocemente dell'Eurasia di 0.5/0.7 cm/yr in direzione NNW.

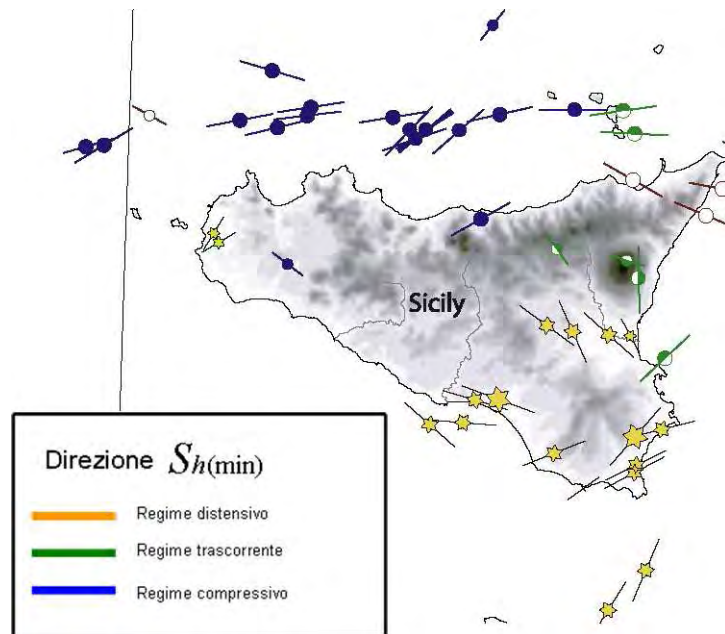


Figura 20. Campo degli stress attivi della Sicilia (da Montone, 2004)

Una caratteristica interessante si osserva nella Sicilia nord-orientale e nelle isole Eolie. Il loro moto è diretto verso nord in modo più significativo rispetto agli altri siti siciliani. Ciò è indicativo di un fenomeno sostanzialmente differente dalla compressione Africa - Eurasia. Le informazioni disponibili da eventi sismici in corrispondenza delle isole Eolie indicano un cambiamento radicale del meccanismo focale da inverso a trascorrente con un'importante componente normale lungo tutto l'arcipelago. I pochi eventi sismici e i diversi dati di pozzo permettono di intuire dalla mappa del campo degli stress che questa situazione transtensionale continua ad est della linea di costa della Sicilia con un andamento diretto. Nella Sicilia Occidentale l'unico dato certo è che $S_{h\min}$ è diretto WNW-ESE, mentre qualsiasi tentativo di prevedere quale sia il regime degli stress è, secondo Montone et alii (2004), altamente speculativo anche se una importante indicazione in tempi recenti proviene dal terremoto del Belice del 1968 caratterizzato da un meccanismo inverso con una importante componente di trascorrenza. Altri terremoti avvenuti in tempi storici sono stati ipotizzati da Guidoboni et alii (2002), basandosi sulla distruzione

del tempio greco di Selinunte, ma tale informazione non permette d'individuare nessun dato per il campo degli stress. (Figura 20)

La caratteristica neotettonica principale che vado a considerare è dunque la convergenza Eurasia –Africa con i nodi posti a sud della Sicilia che ruotano rispetto al polo di rotazione fornito da McClusky et alii (2003) (21°N , -20.6°E , 0.12M/yr), mentre tutti gli altri nodi sono fermi.

Il primo modello ISOSICA (figura 21) è isostatico e gli spessori della litosfera sono determinati con l'isoterma dei 1600°K e con il flusso di calore superficiale, facendo l'approssimazione del flusso di calore verticale conduttivo. Il campo delle velocità e dello stress indicano una buona approssimazione con i dati misurati indicando, quindi, per la Sicilia una situazione non lontana dall'isostasia. Il problema più evidente è la mancanza del regime diretto al bordo sud – occidentale, associato all'apertura del Canale di Sicilia.

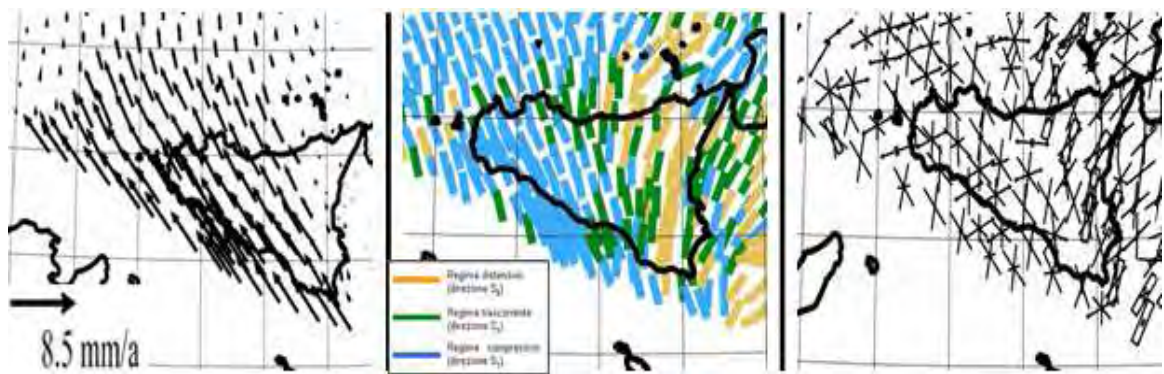


Figura 21. Modello ISOSICA. A sinistra: spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. **Al centro:** direzione di $S_{h(\max)}$. **A destra:** deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Il secondo modello 4SICA (Figura 22) considera la profondità della Moho di Panza et alii (1992) e gli spessori della litosfera di Pontevivo e Panza (2002). Il modello non riesce minimamente a riprodurre il campo delle velocità superficiali, quindi è da escludere. Il risultato con gli spessori di Panza et alii (1994) è così scadente perché la Sicilia, in questo studio è ai bordi dell'area studiata, e quindi è la zona affetta dal maggior errore.

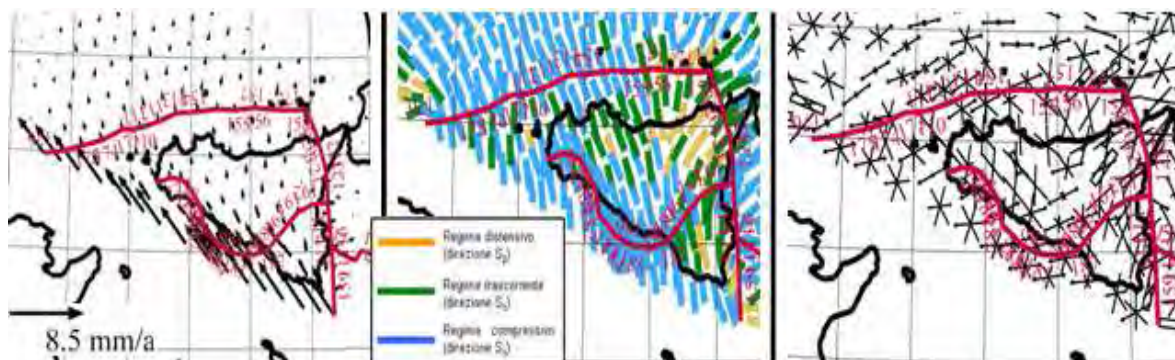


Figura 22: Modello 4SICA. *A sinistra:* spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. *Al centro:* direzione di $S_{h(max)}$. *A destra:* deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Il modello 700SICA (700SICA) è stato costruito con due assunzioni: la temperatura massima alla Moho di 1000°K, rispetto alla quale il flusso di Della Vedova et alii (2001) viene modificato; la temperatura che definisce la base termica del modello è 1600°K. Le principali caratteristiche neotettoniche sembrano essere tutte ben riprodotte, compreso il regime diretto del Canale di Sicilia.

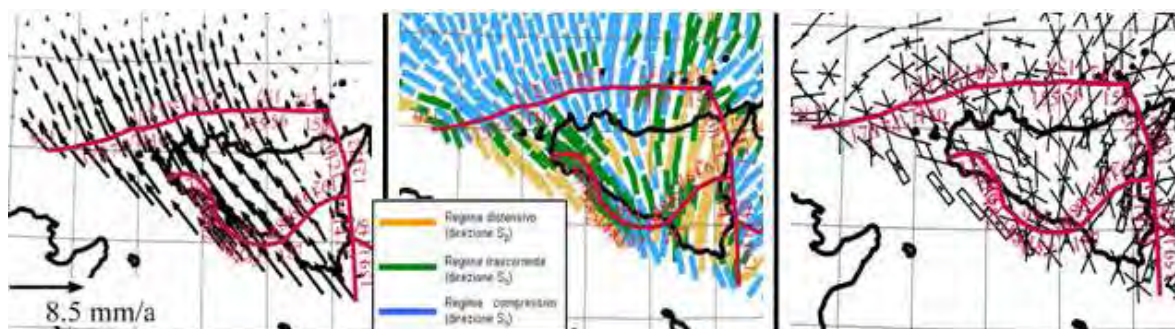


Figura 23. Modello 700SICA. *A sinistra:* spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. *Al centro:* direzione di $S_{h(max)}$. *A destra:* deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Il modello 1000SICA (figura 24) ha due assunzioni identiche a quelle del modello 700SICA anche se le temperature limite sono diverse: la Moho, infatti, non deve superare i 1300°K, la base della litosfera è definita dall'isoterma dei 1900°K. In questo modello si osservano le stesse caratteristiche del modello 700SICA con l'unica differenza di un regime diretto più accentuato nella Sicilia sud-orientale.

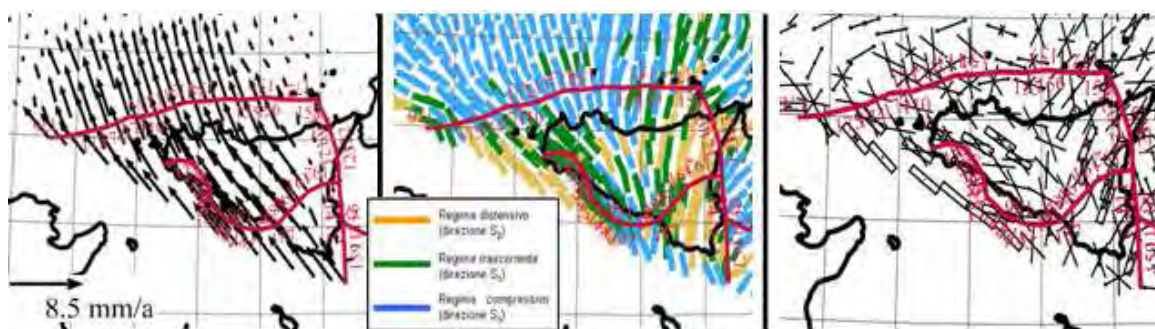


Figura 24. Modello 1000SICA. A sinistra: spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. **Al centro:** direzione di $S_{h(max)}$. **A destra:** deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Da questi modelli appare evidente che, dal punto di vista neotettonico, il fenomeno più importante agente in Sicilia è la convergenza Africa-Eurasia.

4.2 CALABRIA

Due caratteristiche importanti e comunemente accettate dell'arco Calabro sono la grande velocità di raccorciamento dell'area se mediata negli ultimi 30 Ma e un corpo freddo immergente verso NW ben visibile nei lavori di tomografia (Amato e Cimini, 2001).

Un simile scenario viene spiegato con due ipotesi differenti: una essenzialmente subduttiva (Faccenna et alii 2001, Doglioni 1998, Guegen et alii, 1998), ed una riconducibile ad un plume intrappolato nella zona di transizione (Brunet e Yuen 2000; Lavecchia, comunicazione personale).

Faccenna et alii (2001), invocando uno scenario puramente subduttivo con un forte arretramento flessurale, divide la storia della subduzione ionica in tre stadi. Nel III stadio (dai 15 Ma ad oggi) egli propone una stasi di 5 Ma per la subduzione a causa dello scontro fra la placca subdotta e la base della zona di transizione (670 km). A tale periodo di sostanziale inattività segue un arretramento flessurale dell'ordine dei 6 cm/yr. Guegen et alii(1998) nella loro ricostruzione paleogeografica indicano che il fronte compressivo negli ultimi 10 Ma si sia spostato di 300 Km, proponendo, quindi, uno spostamento di 3 cm/yr.

Zito et alii (2003) propongono di ricollegare gli episodi di assottigliamento litosferico e apertura dei bacini oceanici di Vavilov (7-3.5 Ma) e Marsili (1.7-1.2

Ma) ad un generale quadro di bacino di retroarco proponendo, quindi, una dipendenza diretta fra i fenomeni magmatici del Tirreno e la subduzione nello Ionio. In quest'ottica gli autori propongono che la velocità d'apertura del Tirreno (2.5 cm/yr) mediata in 25 Ma sia identica alla velocità di migrazione del fronte esterno verso SE nello Ionio. In sostanziale accordo con il valore proposto da Zito è anche Lavecchia (circa 2cm/yr, comunicazione personale), anche se tale valore è inserito in un contesto geodinamico in cui il motore della struttura arcuata dello Ionio non è più la subduzione e il conseguente arretramento flessurale quanto piuttosto le forze di rift push e le trazioni alla base associate al plume intrappolato nella zona di transizione.

A questi dati provenienti da lavori di natura geologica e tomografica, concordi nel descrivere il campo delle velocità come diretto verso SE rispetto all'Eurasia, non corrispondono uguali misurazioni geodetiche.

Circa il campo delle velocità, D'Agostino e Selvaggi (2004) notano che le stazioni permanenti COSE, TGRC e la stazione di PORO hanno velocità simili di circa 5mm/yr verso ESE rispetto alla placca Africana (Nubia) e di non meno 3 mm/yr verso NNE rispetto alla placca Eurasiatica.(Figura 25) Questa situazione indica che, attualmente, la Calabria ha un moto indipendente rispetto sia all'Eurasia che all'Africa. Westaway (1990) suggerisce l'esistenza di una microplacca ionica in rotazione antioraria rispetto alla placca Africana e all'Eurasia il cui moto è

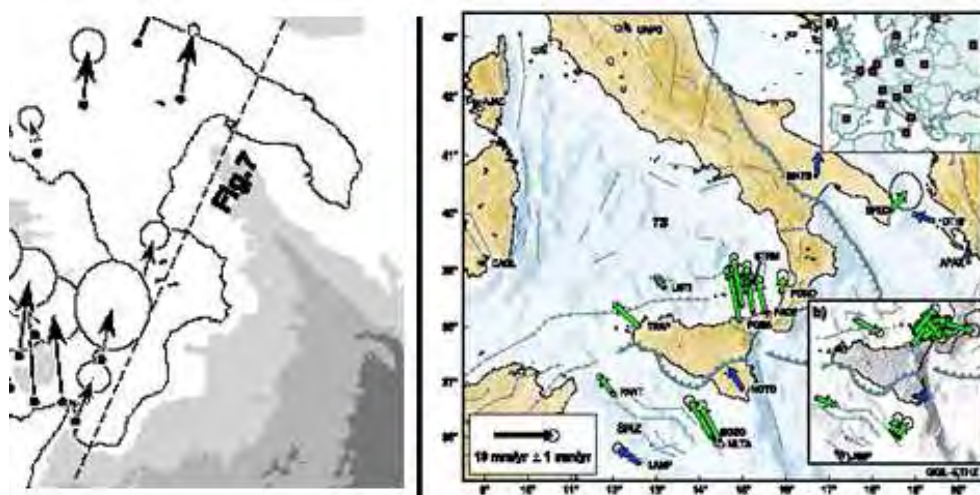


Figura 25. Spostamenti superficiali della Calabria rispetto Eurasia (a sinistra, da D'Agostino e Selvaggi 2004, a destra, da Hollenstein 2003)

intermedio a quello dell'Africa e a quello antiorario della microplacca adriatica. Meletti (2000) è sostanzialmente d'accordo con Westaway (1990) anche se propone per lo Ionio lo stesso polo di rotazione della microplacca adriatica.

L'assenza di isole nel mar Ionio preclude l'utilizzo di misurazioni geodetiche tramite GPS quindi non permette di avere dati certi sul moto dello Ionio, anche se Pondrelli et alii (2004), integrando sismicità, tomografia e dati GPS sostengono un quadro geodinamico compatibile con una subduzione senza arretramento flessurale e quindi con spostamento della subduzione nello Ionio prossimo allo zero.

Le informazioni provenienti dall'analisi degli stress attivi nella regione sono ben individuabili: Montone et alii (2004) nota che, passando dall'Appennino meridionale all'arco calabro, si osserva una graduale rotazione della direzione di $S_{h\min}$ da NE-SW a NW-SE seguendo la curvatura dell'arco stesso. (figura 26)

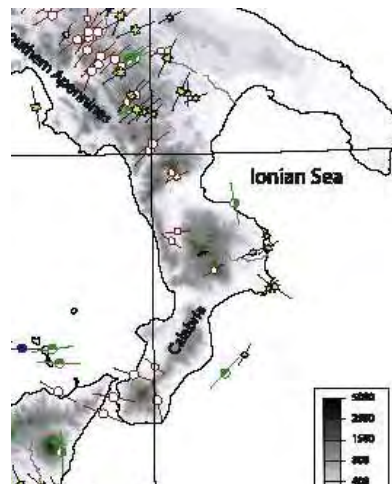


Figura 26. Campo degli stress attivi da Montone (2004).

Le faglie più importanti individuate in questa regione dai dati sismici manifestano un meccanismo normale se orientate parallelamente all'arco mentre le faglie perpendicolari mostrano un comportamento trascorrente o transpressivo. Evidenze di transpressione attiva sono state trovate anche nell'offshore dello Ionio.

La modellazione numerica con SHELLS non permette di ottenere un unico modello in cui siano presenti simultaneamente avanzamento del fronte esterno dello Ionio di 2cm/yr verso SE e velocità in Calabria dirette a ENE di diversi mm/yr, ammesso che questo sia il quadro geodinamico più realistico. È stato opportuno, quindi,

utilizzare due metodi ben distinti a seconda del contesto geodinamico considerato e dell'informazione che s'intendeva ottenere: quando, infatti, l'obiettivo finale è stato riprodurre un avanzamento del fronte esterno di circa 2 cm/yr , le indicazioni più interessanti riguardavano l'opportunità di dare un valore alle trazioni esercitate alla base della litosfera e responsabili della velocità di raccorciamento. Quando, invece, sono state considerate unicamente le velocità ai bordi e la risposta a queste dei singoli modelli, le indicazioni più interessanti che s'intendevano ottenere riguardavano il confronto fra il campo degli stress attivi e gli spostamenti orizzontali calcolati per ogni modello e i corrispettivi dati misurati direttamente. Per quanto riguarda le velocità dei nodi a SE ho seguito le considerazioni di Meletti (2000): i nodi al bordo saranno quindi in rotazione antioraria rispetto all'Eurasia con un polo di rotazione posto a (44.2°N/8.3°E), con un tasso di rotazione angolare di $0.3^\circ/Ma$ come indicato da Nocquet e Calais (2004).

I modelli costruiti con i nodi al bordo SE con velocità antiorarie (4CALA, 700CALA, 1000CALA) si differenziano fra loro per le diverse profondità della Moho (4CALA da Panza, 700CALA e 1000CALA da Nicolich) e per la diversa definizione della base della litosfera (4CALA da Panza,1992; 700CALA all'isoterma dei 1600°K e 1000CALA a 1900°K). (figura 27)

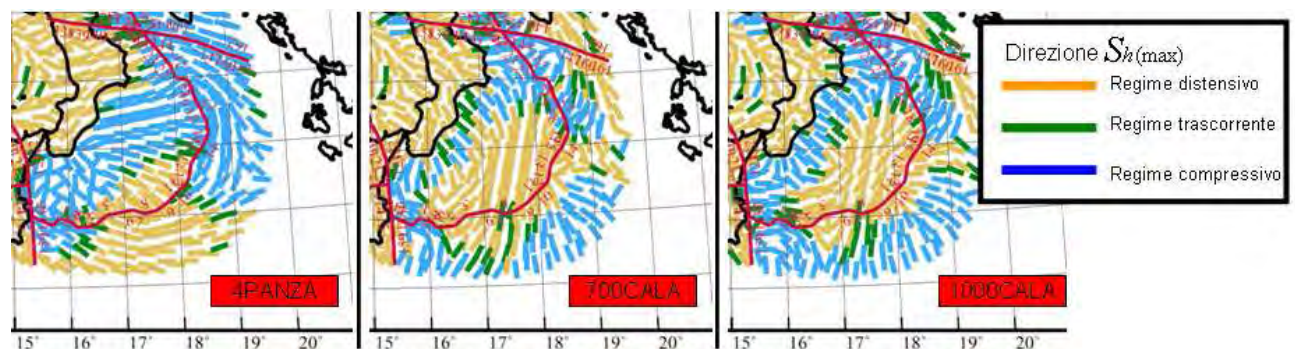


Figura 27. Confronto fra il regime degli stress dei modelli 4PANZA, 700CALA e 1000CALA.

La differenza più importante è nel regime compressivo a SE della Calabria, più marcato per il modello 4CALA rispetto agli altri due. Mancando dati di letteratura certi per quest'area, non posso discriminare i modelli rispetto a questo dato. Il campo degli spostamenti e dello strain non mostra, invece, differenze di rilievo fra i tre diversi modelli.(Figura 28)

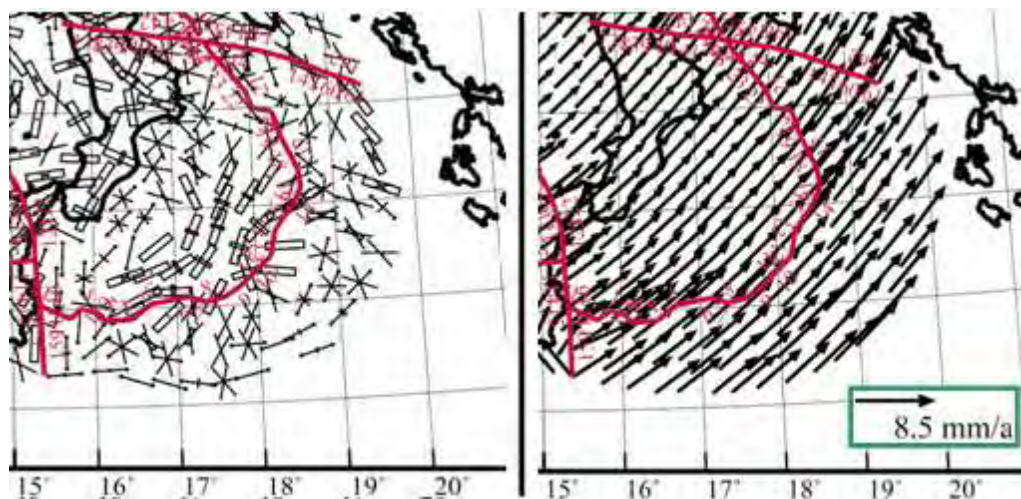


Figura 28

I modelli precedenti con la sola rotazione antioraria mostrano un avanzamento del thrust ionico mai superiore ai 2 mm/yr indicando, quindi, la necessità di inserire delle trazioni alla base della litosfera per ottenere spostamenti di circa 2 cm/yr.

Il modello 700TRAC è ottenuto inserendo le trazioni necessarie ad avere l'avanzamento del fronte compressivo di circa 2 cm/yr nell'area interna al tratteggio. La trazione da inserire è di 28-35 MPa. Il campo degli spostamenti superficiali mostra quanto sia distante questo modello dalle attuali misurazioni geodetiche: appare evidente, infatti, che nel modello 700TRAC l'avanzamento del thrust è possibile solo se in Calabria si hanno spostamenti verso SE di circa 25-28 mm/yr. (figura 29)

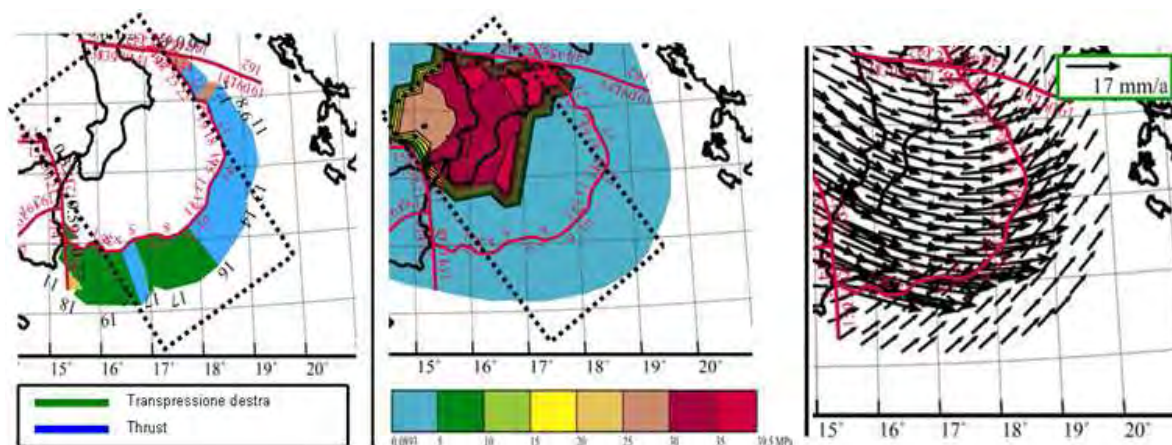


Figura 29. Modello 700trac. A sinistra l'avanzamento del fronte compressivo, in mm/yr. Al centro le trazioni di taglio applicate alla base della litosfera. A destra: gli spostamenti superficiali.

Un ultimo parametro testato in tutti i modelli costruiti per la Calabria è stata la forza massima per metro (taumax) da applicare al thrust prima che lungo esso ci sia

scivolamento reciproco: il valore di forza per metro che meglio descrive la deformazione attiva in superficie è sempre incluso fra i 0.5-5 TN/m.

Confrontando il modello 700TRAC ($\text{taumax} = 0.5 \text{ TN/m}$) al modello 700TRAC12 ($\text{taumax} = 5 \text{ TN/m}$), si nota come il modello 700TRAC sia preferibile per due motivi: la trazione da applicare alla base della litosfera per ottenere avanzamento del fronte di 2cm in 700TRAC è 1/3 rispetto a quella necessaria per 700TRAC12 (figura 30); il campo degli spostamenti superficiali passa da un massimo di 2,5 cm/yr per 700TRAC a un massimo di 11 cm/yr per 700TRAC12. Tali valori, in particolar modo lo spostamento medio di 11 cm/yr, non trovano nessuna corrispondenza con dati di letteratura, lasciando quindi preferire valori di taumax di 0.5 TN/m.

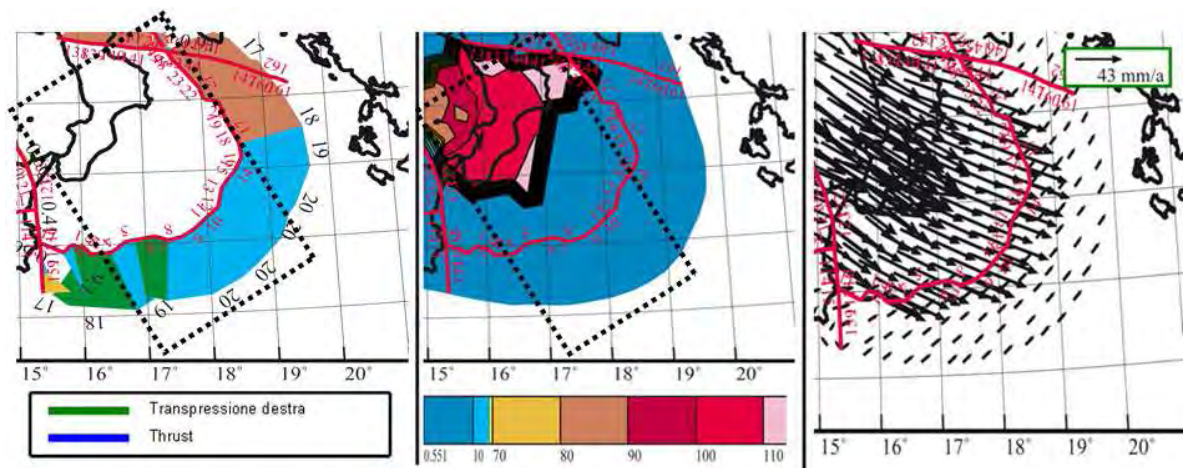


Figura 30. Modello 700trac12. A sinistra l'avanzamento del fronte compressivo, in mm/yr. Al centro le trazioni di taglio applicate alla base della litosfera. A destra: gli spostamenti superficiali.

4.3 APPENNINO MERIDIONALE

Nella parte centrale dell'Appennino meridionale l'esistenza di una evidente estensione perpendicolare all'asse della catena è ben conosciuta. La maggior parte della sismicità recente è concentrata in una ampia zona di 30-50 km lungo gli Appennini così come la maggior parte dei terremoti storici, che sembrano essere associati alle faglie normali con un trend caratteristico NW-SE. Le condizioni dello stress di questo settore sono ben determinate sia dai dati di pozzo sia dalle soluzioni dei piani di faglia.

I dati dello stress di Montone et alii (2004) indicano che la direzione NE-SW di $S_{h\min}$ continua anche nella piattaforma apula assumendo localmente un regime di trascorrenza come suggerito da Amato e Montone (1997). Il recente terremoto del Molise dell'ottobre - novembre 2002, come d'altronde lo sciame sismico di Potenza 1990 -1991, confermano questa idea enfatizzando l'esistenza di trascorrenti ad andamento E-W che dissestano l'intera catena. I dati della piattaforma apula indicano che la direzione del $S_{h\max}$ resta sostanzialmente costante: l'unico cambiamento osservato è ricollegato alla rotazione di σ_1 rispetto a σ_2 da verticale ad orizzontale e viceversa mentre σ_3 resta orizzontale.(figura 31)

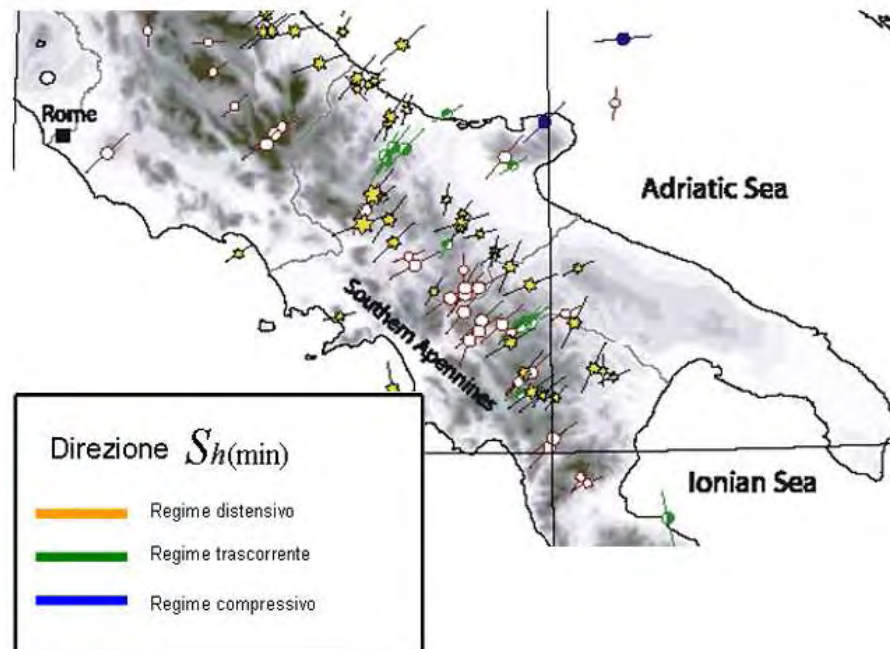


Figura 31. Campo degli stress attivi dell'Appennino Meridionale, da Montone (2004)

Il campo delle velocità dell'Appennino Meridionale sembra essere fortemente condizionato dalla rotazione antioraria della microplacca adriatica. Risulta importante considerare quindi per i nodi al bordo E velocità compatibili con la rotazione antioraria della microplacca adriatica. Anderson e Jackson (1987) furono i primi ad individuare a $45.8^{\circ}\text{N}/10.2^{\circ}\text{E}$ il polo di rotazione della microplacca rispetto all'Eurasia, senza però specificare l'eventuale tasso di rotazione angolare. Integrando il lavoro di Anderson e Jackson (1987) con i primi risultati di misurazioni geodetiche VLBI, Ward (1994) propose un nuovo polo di rotazione situato a $46.8^{\circ}\text{N}/6.3^{\circ}\text{E}$ con un tasso di rotazione di $0.30 \pm 0.06^{\circ}/\text{Ma}$. Westaway

(1990) utilizzò informazioni tettoniche e meccanismi focali per dedurre che la microplacca adriatica ruota rispetto all'Eurasia intorno ad un punto posto a $44.5^{\circ}\text{N}/9.5^{\circ}\text{E}$ ad una velocità angolare di $0.3^{\circ}/\text{Ma}$. I lavori di Calais et alii (2002) e Anzidei et alii (2001) (figura 33), sull'inversione simultanea di velocità geodetiche di stazioni GPS, confermano appieno il moto antiorario della microplacca adriatica.(figura 32)

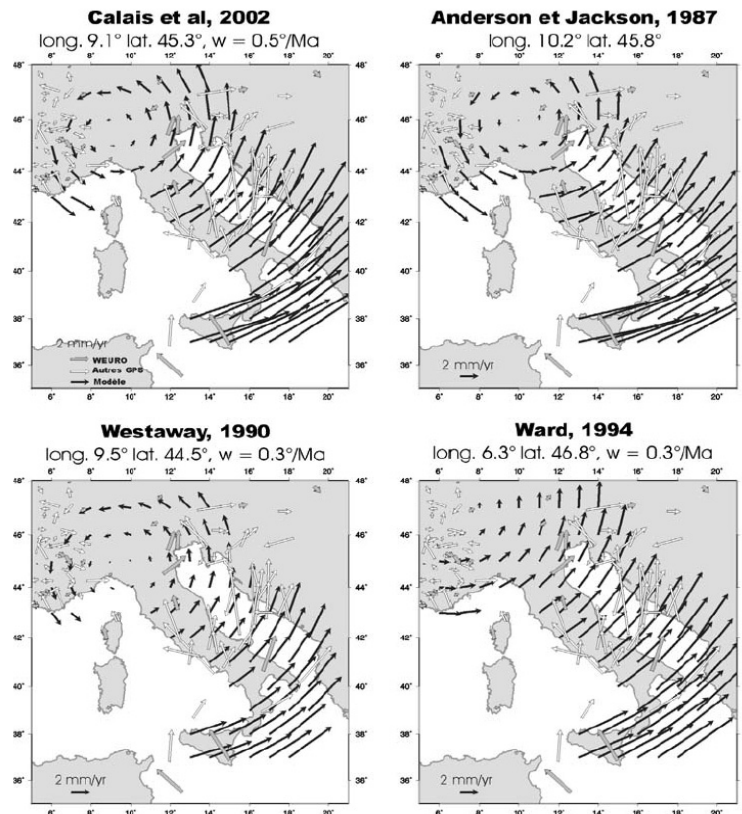


Figura 32. poli di rotazione

Il polo di rotazione più robusto e dettagliato - oltre che ampiamente compatibile con i lavori precedentemente citati - è, comunque, quello proposto da Meletti (2000) ($44.2^{\circ}\text{N}/8.3^{\circ}\text{E}$), ottenuto assemblando informazioni di natura geodetica, sismologica e geologica.

Questa opera di review permette di assumere che nel modello i nodi al bordo E ruotino intorno al polo di Meletti (2000) ad un tasso di $0.3^{\circ}/\text{Ma}$.

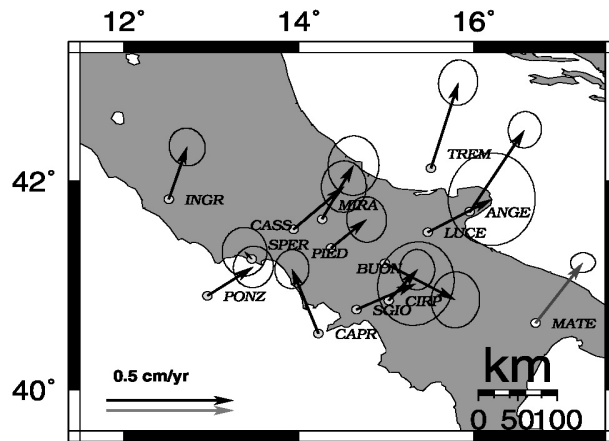


Figura 33. Spostamenti superficiali, da Anzidei (2001)

Il modello ISOCAMPA ha come condizioni al contorno spessori fittizi di crosta e mantello -per ottenere già in partenza l'isostasia - e la rotazione antioraria. Tale modello mostra come l'Appennino Meridionale sia distante dal bilancio isostatico e come sia necessario inserire spessori crostali e litosferici differenti per ottenere una modellazione più realistica.



Figura 34. Modello ISOCAMPA. A sinistra: spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. Al centro: direzione di $S_{h(max)}$. A destra: deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Il modello 4CAMPA integra gli spessori come calcolati da Panza et alii (1992), con la rotazione antioraria dei nodi posti ad E del modello. Il risultato finale indica un maggior accordo con i dati di superficie anche se dal campo dello strain appare evidente il regime trascorrente sul lato tirrenico non propriamente realistico.

In maggior accordo con i dati superficiali sono i modelli 700CAMPA e 1000CAMPA in cui la differenza sostanziale con il modello 4CAMPA consiste nei differenti valori della crosta (ottenuta tramite il lavoro di Nicolich 2001) e negli spessori della litosfera (definiti in modo termico, rispettivamente con l'isoterma dei 1600°K e 1900°K).

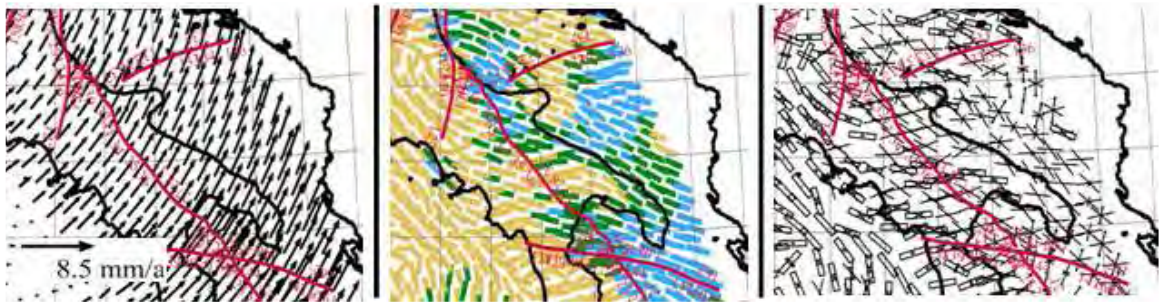


Figura 35. Modello 4campa. *A sinistra:* spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. *Al centro:* direzione di $S_{h(max)}$. *A destra:* deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust

La differenza sostanziale fra i due modelli è sulla piattaforma Apula in cui il modello 1000CAMPa riesce a descrivere più fedelmente il regime trascorrente / compressivo indicando quindi come la presenza di una litosfera più spessa aiuti a modellare meglio il campo degli stress superficiali.



Figura 36. Modello 700CAMPa. *A sinistra:* spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. *Al centro:* direzione di $S_{h(max)}$. *A destra:* deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust

Per l'Appennino Meridionale emerge un quadro particolare: ad eccezione della rotazione antioraria e della forza di gravità, non sembra necessario considerare nessun altro fenomeno agente in quest'area. Questo non significa che si devono escludere eventuali trazioni alla base, ma solo che esse non devono essere tali da modificare profondamente un quadro in cui la rotazione antioraria sembrerebbe essere, con la gravità, il principali fenomeno agente.



Figura 37. Modello 1000CAMP. A sinistra: spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. **Al centro:** direzione di $S_{h(max)}$. **A destra:** deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust

4.4 APPENNINO SETTENTRIONALE

Eventi compressivi si verificano lungo tutto il fronte degli Appennini settentrionali dal Piemonte alle Marche e all'Abruzzo. Valensise e Pantosti (2001) hanno recentemente proposto nuove faglie attive, poste lungo il fronte esterno, tutte contraddistinte da una forte componente compressiva. Questo regime con la direzione di S_{hmin} che ruota approssimativamente da E-W nella Pianura Padana a NW-SE lungo la costa adriatica segue le principali strutture tettoniche pleistoceniche. Per quanto riguarda la parte interna dell'Appennino Settentrionale si ha estensione con direzione NE. I dati degli stress attivi lungo la costa tirrenica mostrano una continuità con questo processo d'estensione che, come evidenziato da dati geologici, inizia intorno a 10-15 Ma. Nell'Adriatico, ad E del fronte pleistocenico, è ancora presente compressione associata, secondo Montone et alii (2004), all'azione combinata della rotazione antioraria della microplacca adriatica e alla presenza delle Dinaridi. (figura 38)

I dati geodetici sono generalmente in accordo con la rotazione antioraria della microplacca adriatica anche per l'area inclusa fra la linea di faglia "Tremi" sino alle Alpi Occidentali. I poli di rotazione proposti sono gli stessi visti in precedenza per l'Appennino Meridionale e sono in buon accordo con altri dati disponibili. La rotazione antioraria della microplacca adriatica implica, infatti, raccorciamento diretto NE-SW nelle Dinaridi e N-S nell'area del Friuli, in ottimo accordo con dati di sismologia e studi neotettonici.

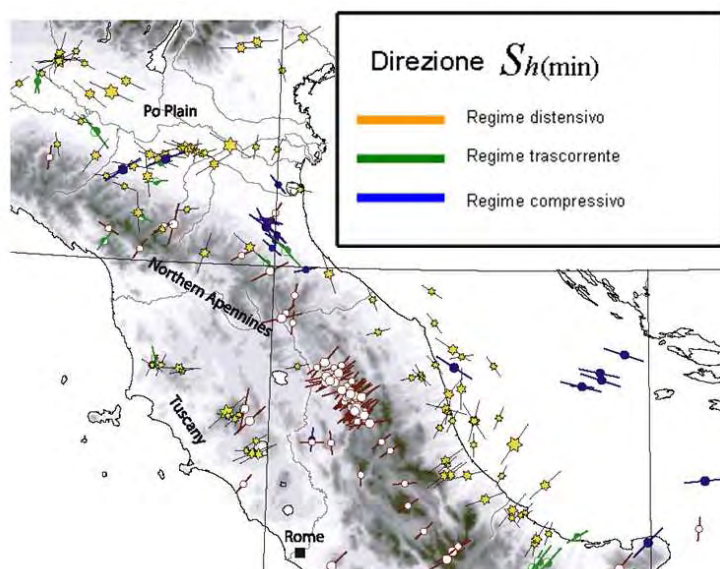


Figura 38. Campo degli stress attivi da Montone (2004).

Le velocità di UPAD e VENE rispetto all'Eurasia indicano un raccorciamento di 2mm/yr a cui corrisponde uno strain rate dell'ordine di 10^{-8} yr^{-1} , consistente con quanto proposto da Grenerczy et alii (2000). Più ad W, nelle Alpi occidentali, la rotazione della microplacca adriatica implica compressione NW-SE e campi di velocità diretti essenzialmente verso SE.

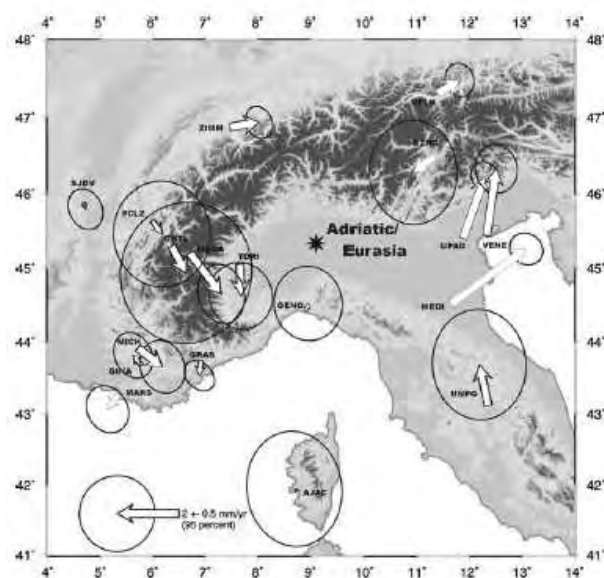


Figura 39. Spostamenti superficiali da Nocquet e Calais (2004).

I lavori recenti di Calais et alii (2002) e Nocquet e Calais (2004) confermano questa situazione indicando quindi quali siano le condizioni al contorno per i nodi al bordo N del mio modello. (figura 39)

È evidente che la semplice rotazione antioraria è uno scenario esemplificato rispetto alla neotettonica delle Alpi e delle Dinaridi, d'altronde la modellazione dell'orogene alpino-dinarico non rientra negli scopi del mio lavoro.

Quindi, per lo studio degli Appennini settentrionali, la rotazione antioraria dei nodi al bordo E e N del modello può ritenersi sufficiente. In quest'ottica, tenendo conto dell'errore del campo delle velocità studiato nel capitolo II, ritengo robusti i risultati ottenuti sino agli archi plio-pleistocenici dell'Appennino Romagnolo, considerando affetti da un errore importante i risultati che si ottengono oltre tali strutture.

La figura 40 e la figura 41 indicano le principali caratteristiche dei modelli 700SETTE E 1000SETTE - i migliori nel descrivere spostamento e stress superficiale - in cui i bordi ruotano in senso antiorario rispetto al punto 44.2°N/8.3°E con tasso di velocità angolare di 0.35°/Ma.

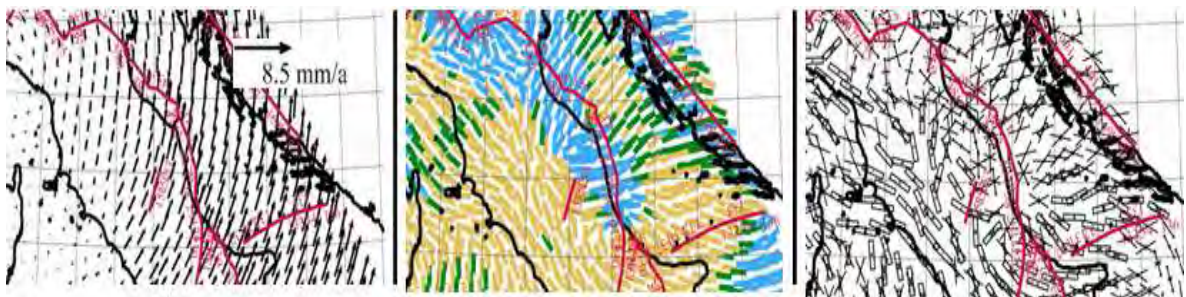


Figura 40. 700sette. *A sinistra:* spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. *Al centro:* direzione di $S_{h(max)}$. *A destra:* deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Le principali caratteristiche di questo modello sono l'estensione a W e la compressione lungo la struttura arcuata dell'Adriatico, che riproducono fedelmente lo scenario del campo dello stress proposto da Montone (2004).

Poco convincente, di contro, è il regime diretto presente nell'Adriatico, su cui, comunque, non vi è convergenza di opinioni. Se esso è l'effetto più esterno della compressione agente ad W, sembra necessario considerare un'altra condizione al contorno per verificarlo. Se, invece, il regime compressivo individuato nell'Adriatico Centrale è da collegare ai thrust più esterni della catena delle Dinaridi, così come ipotizzato anche da Montone et alii (2004), il regime diretto

dell'Adriatico Centrale è frutto delle approssimazioni utilizzate nei confronti del sistema Alpi-Dinaridi.

C'è da sottolineare che, come per l'arco Calabro, anche per l'Appennino Settentrionale può essere individuata una caratteristica certa nell'avanzamento del fronte compressivo. Tale fenomeno viene, però, interpretato in modo non univoco: Doglioni e alii (1998), infatti, propone uno scenario governato da subduzione con piano di Benioff immergente verso W, mentre Lavecchia et alii (2004) associa la compressione ad E e la contemporanea estensione a W come effetto dell'azione di un plume intrappolato nella zona di transizione.

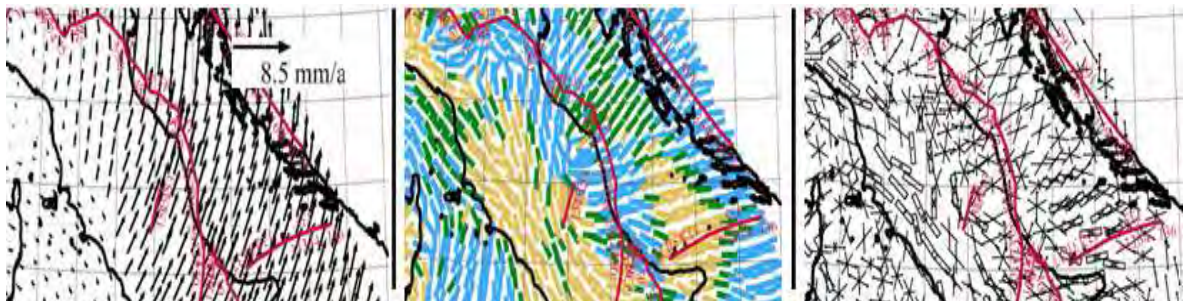


Figura 41. 1000sette. A sinistra: spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. **Al centro:** direzione di $S_{h(max)}$. **A destra:** deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Il raccorciamento spesso è molto variabile da autore ad autore e, considerando che gli eventi deformativi sono compresi fra il Serravalliano e il Pleistocene inferiore (pari ad un intervallo di tempo di 12Ma), la velocità media di raccorciamento orizzontale varia dai 0.8 mm/yr di De Candia et alii (1998) ai 4mm/yr per Barchi et alii (1998) ai 7mm/yr di Finetti et alii (2001). Il modello proposto da Lavecchia (1994) prevede che, durante la progressiva formazione del sistema Mar Tirreno - Appennini, la velocità di spostamento orizzontale verso E delle strutture compressive al fronte della catena sia confrontabile con quella delle coeve strutture distensive a tergo. L'autrice propone, quindi, una velocità media della deformazione orizzontale distensiva di 2.5-3 mm/yr.

Questi valori sono paragonabili anche alle misurazioni geodetiche, ma c'è da sottolineare che non vi è convergenza di opinioni sull'ipotesi che l'avanzamento del fronte compressivo sia rimasto attivo anche dopo il Pleistocene Inferiore.

Nel caso in cui si volesse modellare l'avanzamento del fronte compressivo attuale con il valore medio degli ultimi 12 Ma, questo potrebbe essere fatto solo inserendo delle trazioni alla base dirette verso NE.

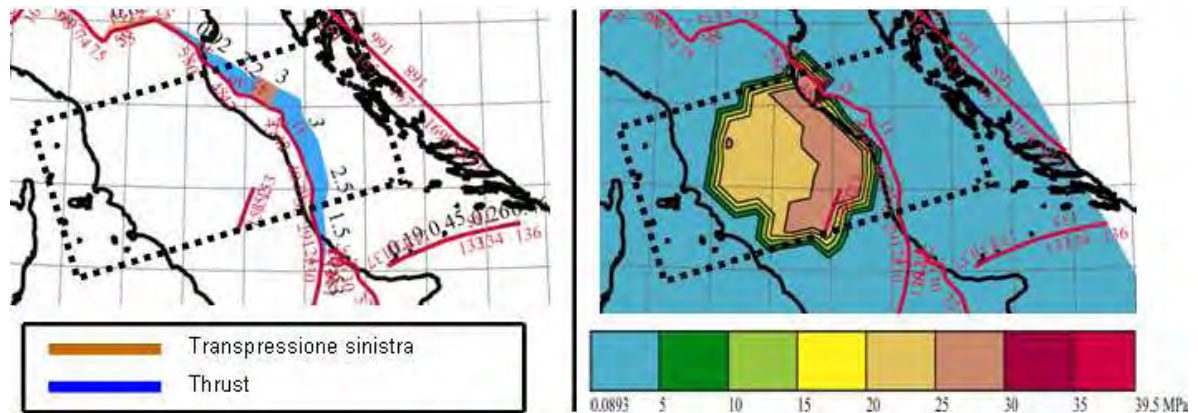


Figura 42. trazioni e slip di 700TRAN. A sinistra l'avanzamento del fronte compressivo, in mm/yr. Al centro le trazioni di taglio applicate alla base della litosfera. A destra: gli spostamenti superficiali.

Considerando come rappresentativa dell'intera catena appenninica settentrionale la zona interna al tratteggio in figura 42, ho inserito le trazioni alla base in modo che esse non cambino profondamente il regime degli stress superficiali nel N dell'Italia peninsulare e che rendano possibile l'avanzamento del fronte compressivo di 2.5-3 mm/yr.

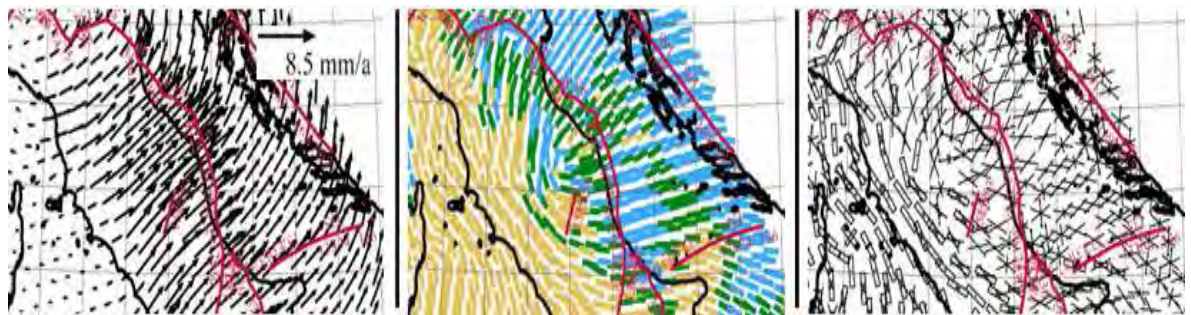


Figura 43. A sinistra: spostamenti superficiali rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia. Al centro: direzione di $S_{h(max)}$. A destra: deformazione attiva superficiale rappresentata come microfaglie preferenziali all'interno di ogni elemento. Le X rappresentano le trascorrenti, i rettangolo vuoti le faglie normali e i simboli di Dumbbell i thrust.

Si noti come le trazioni da inserire alla base della litosfera della griglia 700 siano dell'ordine dei 20-30 MPa e localizzate sotto la zona Toscana – Umbria (figura 43). Questo modello (700TRAN) mostra che le trazioni alla base portano ad un regime compressivo maggiormente diffuso nell'Adriatico rispetto a quanto presente nel modello 700SETTE in cui non sono inserite le trazioni alla base. Fra i due modelli è

evidente anche una differenza degli spostamenti rispetto al polo di rotazione dell'Eurasia nella zona Umbria-Marche, maggiori di 3 mm/yr con direzione NE nel modello 700TRAN. C'è da sottolineare che l'ordine di grandezza delle trazioni da inserire alla base della litosfera non cambia qualora si consideri la base della litosfera l'isoterma dei 1600°K piuttosto che quella dei 1900°K.

Un ultimo parametro testato in tutti i modelli costruiti è stata la forza massima per metro (taumax) da applicare al thrust adriatico prima che lungo esso ci sia scivolamento reciproco.(figura 44)

Anche in questo caso tale valore è stato scelto in modo da descrivere quanto più fedelmente il campo degli stress attivi nell'Appennino Settentrionale, come proposti da Montone et alii (2004). Il massimo valore di forza per metro che meglio descrive la deformazione attiva in superficie è sempre incluso fra i 0.3-5 TN/m, anche se per modellare l'avanzamento del fronte compressivo in Adriatico, in accordo con quanto visto per la Calabria, ho preferito considerare $\text{taumax} = 0.5 \text{ TN/m}$.

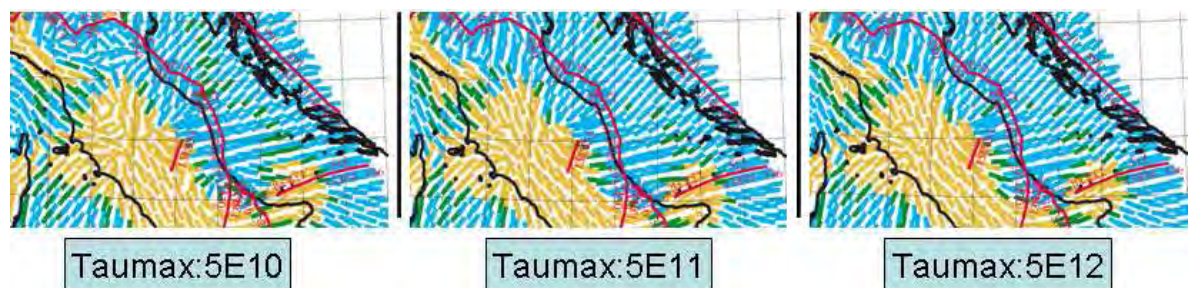


Figura 44. analisi del parametro di taumax con condizioni al contorno identiche.

CAPITOLO V: DISCUSSIONE

5.1 I MODELLI FINALI

L'ultimo passo della modellazione numerica tramite SHELLS è il lavoro di sintesi fra i diversi risultati ottenuti nelle aree del modello precedentemente investigate.

Un primo gruppo di modelli - FINVEL700, FINVEL1000 e FINVEL4 (figura 45)- considera esclusivamente le velocità al contorno e come esse si propagano all'interno del modello stesso.

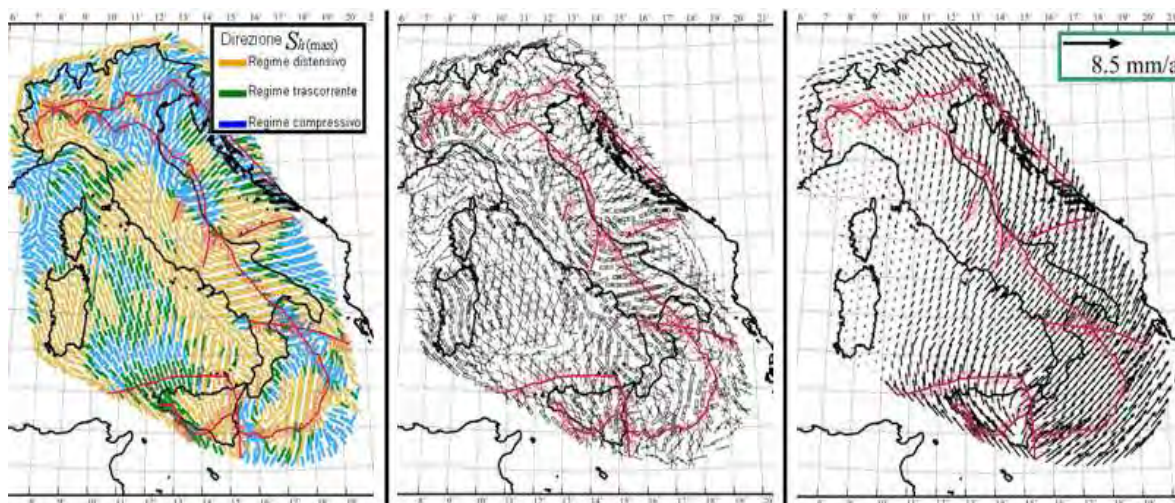


Figura 45. Modello FINVEL700. A sinistra: la direzione del massimo stress orizzontale e il regime previsto dalla teoria andersoniana. Al centro lo strain-rate inteso come orientazione delle micro-faglie che si verrebbero a generare all'interno di ogni singolo elemento: il rettangolo vuoto indica faglia normale, la X trascorrenza, il simbolo di Dumbbell thrust. A destra: il campo degli spostamenti superficiali.

Le principali differenze rispetto alla modellazione di ogni singola area vista nel capitolo precedente riguardano principalmente la Sicilia dove il regime degli stress attivi passa da compressivo a diretto.

Caratteristiche comuni a tutti i modelli finali sono la generale estensione sul lato Tirrenico e il corrispondente fronte compressivo ad E, mentre dal campo degli stress attivi e dagli azimuth degli spostamenti sembra confermata appieno l'importanza della rotazione antioraria della microplacca adriatica e la convergenza fra Eurasia e Africa nella Sicilia.

Da questi modelli si vede come sia impossibile ottenere con le sole velocità per i nodi al bordo avanzamenti del fronte esterno del thrust adriatico e ionico dell'ordine previsto dalle principali ricostruzioni degli ultimi 25Ma di anni. Questo può dipendere dal fatto che, nello Ionio e in Adriatico - qualora sia presente subduzione

– SHELLS non riesce a modellare gli effetti dell'arretramento flessurale a causa dell'approssimazione litostatica. Comunque, le differenti opinioni viste in precedenza, sull'effettiva migrazione attuale di tali fronti esterni non permettono di escludere questi modelli in base al mancato avanzamento.

Un secondo gruppo di modelli (700TRAZ, 1000TRAZ 4TRAZ) inserisce le trazioni necessarie per far avanzare i fronti esterni di valori medi di 3 mm/yr per l'Adriatico e di 2cm/yr per lo Ionio (figura 46). Si vede che il campo delle velocità superficiali non viene minimamente rispettato in Calabria e Sicilia Orientale. In quest'ottica, anche per i modelli finali, sembra impossibile riprodurre simultaneamente arretramento dell'ordine dei 2 cm e i campi delle velocità in Calabria come proposti da Selvaggi e D'Agostino (2004) e Hollenstein et alii (2003). Differente è la situazione per gli spostamenti nell'Appennino settentrionale, compatibili con i dati di Nocquet e Calais (2004).

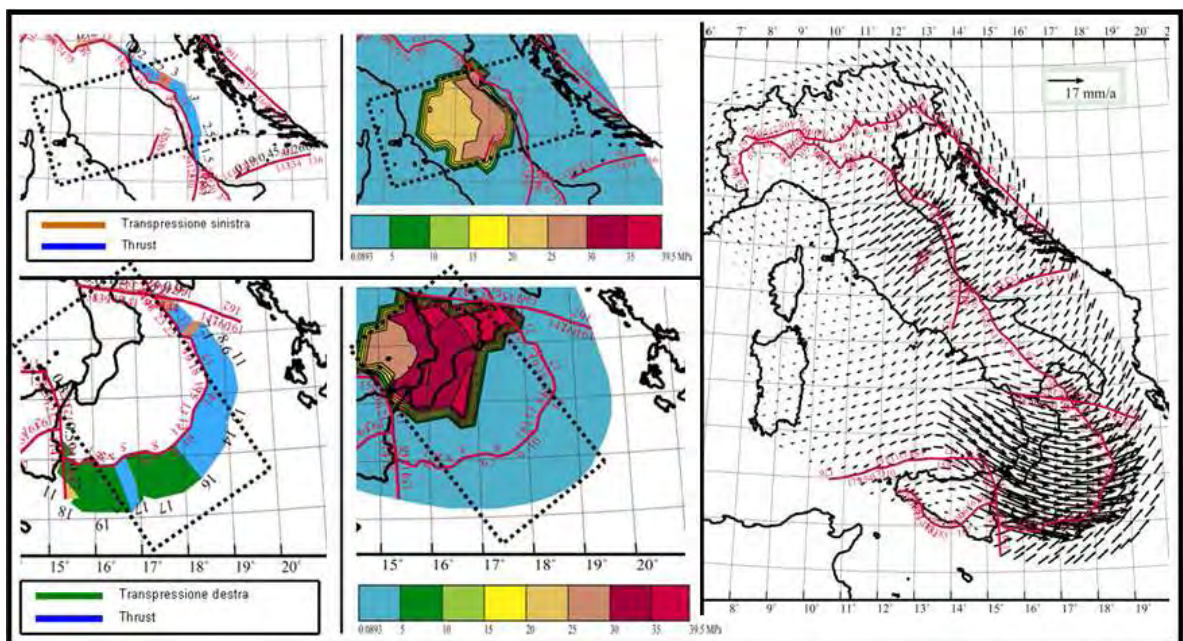


Figura 46. *A sinistra:* lo slip rate risultante con $\tau_{\text{max}} = 5E+11$ nella griglia 700. *Al centro:* le trazioni applicate per ottenere gli slip rate considerati. *A destra:* il campo degli spostamenti superficiali.

In prospettiva geologica, di contro, questi modelli sono particolarmente interessanti in quanto indicano l'ordine di grandezza delle trazioni da inserire alla base della litosfera per ottenere gli avanzamenti previsti. L'analisi effettuata per il modello 700TRAZ nelle aree in cui si avevano a disposizione diverse informazioni di natura geologica – arco Calabro e Appennino Settentrionale - indica una sostanziale

omogeneità delle trazioni alla base. Questa situazione potrebbe indicare che le trazioni siano state attive – o lo sono ancora - lungo tutto l’asse della catena con un leggero incremento verso sud e una sostanziale rotazione della direzione procedendo da N verso S.

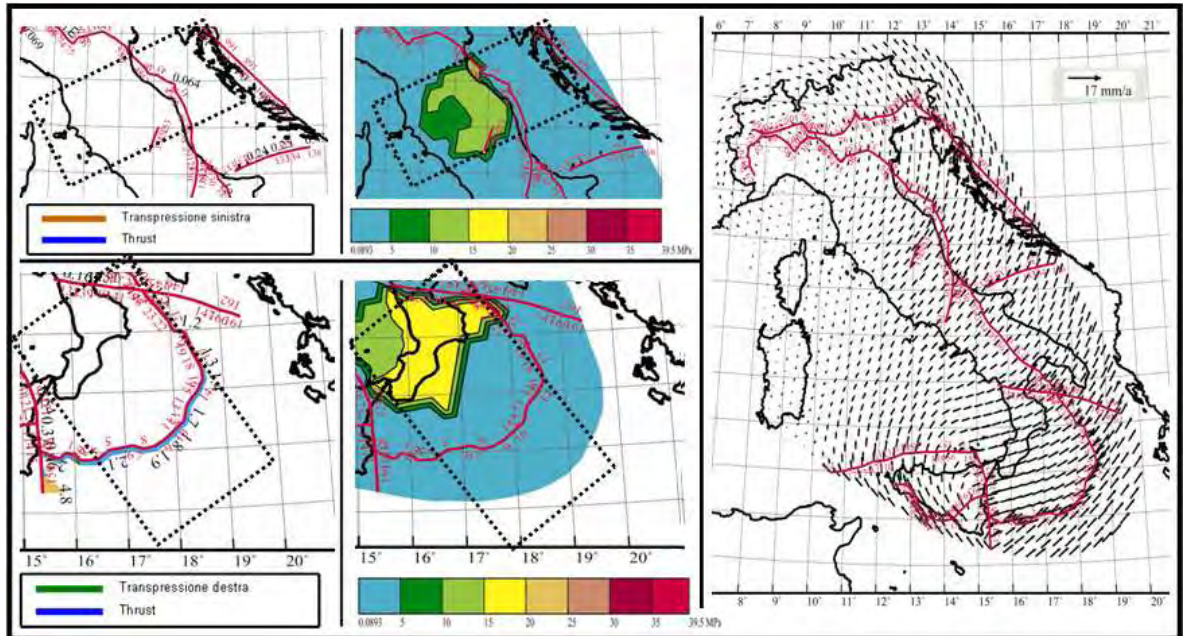


Figura 47. A sinistra: lo slip rate risultante con $\tau_{\max} = 5E+11$ nella griglia 700. **Al centro:** le trazioni applicate per ottenere gli slip rate considerati. **A destra:** il campo degli spostamenti superficiali.

C'è infine da notare che con trazioni dimezzate rispetto a quelle considerate nel modello 700TRAZ (figura 47) si hanno cambiamenti sostanziali sia degli spostamenti, in particolar modo nell'arco Calabro, che dell'avanzamento del fronte esterno adriatico e ionico. Questo indica che, qualunque sia lo scenario invocato, trazioni episodiche, quindi non costanti nel tempo, portano a cambiamenti profondi degli spostamenti superficiali.

Resta da sottolineare come per la Sicilia W il migliore modello resta 700SICA ottenuto con la sola rotazione Africa rispetto Eurasia per i nodi a S della Sicilia stessa. Tale convergenza è, dunque, da considerare come il fattore di attualmente più importante per la definizione del campo della deformazione attiva della Sicilia. In base alla modellazione effettuata propongo 4 mappe dello strain rate per l'intera penisola italiana.

La prima (figura 48) ha gli spessori della Moho e della litosfera così come calcolati da Panza et alii (1992), con velocità al bordo come in appendice 1.

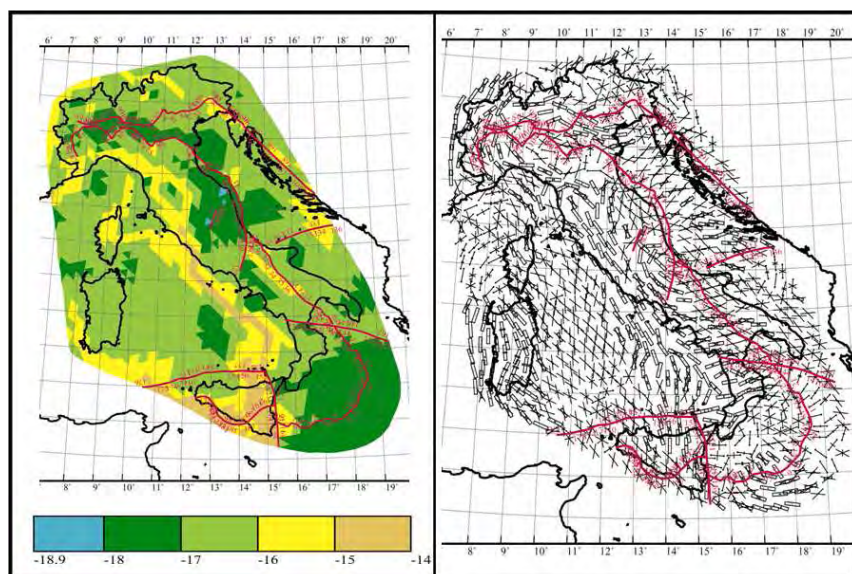


Figura 48. A sinistra: strain rate per il modello finale FINVEL4, in scala logaritmica. A destra: orientazione preferenziale delle microfaglie per ogni elemento finito del modello finale FINVEL4.

Il flusso di calore inserito è quello di Della Vedova et alii (2001). Non è applicata nessuna trazione alla base.

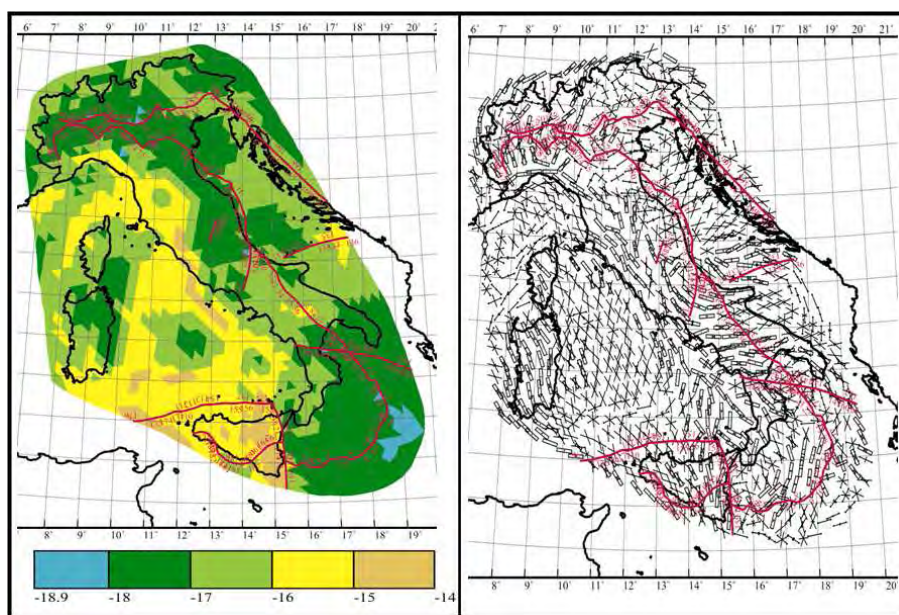


Figura 49. A sinistra: strain rate per il modello finale FINVEL700, in scala logaritmica. A destra: orientazione preferenziale delle microfaglie per ogni elemento finito del modello finale FINVEL700.

La seconda mappa (figura 49) dello strain rate considera gli spessori crostali proposti da Nicolich (2001), mentre la base della litosfera è definita dall'isoterma dei 1600°K. Il flusso di calore superficiale è quello proposto da Della Vedova modificato rispetto all'assunzione che la temperatura massima della Moho è di 1000°K. L'approssimazione utilizzata per il flusso di calore è che esso sia, in

partenza, conduttivo puramente verticale. I nodi al bordo hanno le velocità indicate in appendice VI; non è applicata nessuna trazione alla base.

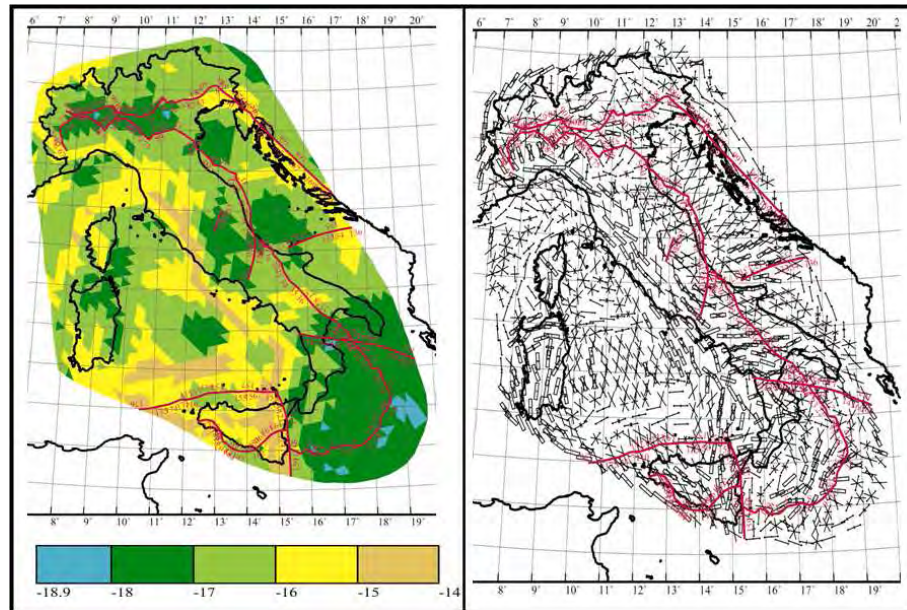


Figura 50. A sinistra: strain rate per il modello finale FINVEL1000, in scala logaritmica. A destra: orientazione preferenziale delle microfaglie per ogni elemento finito del modello finale FINVEL1000.

La terza mappa (figura 50) dello strain differisce dalla seconda per i solo limiti termici della Moho e della base della litosfera, fissati in questo modello a 1300°K per la Moho e 1900°K per la base della litosfera.

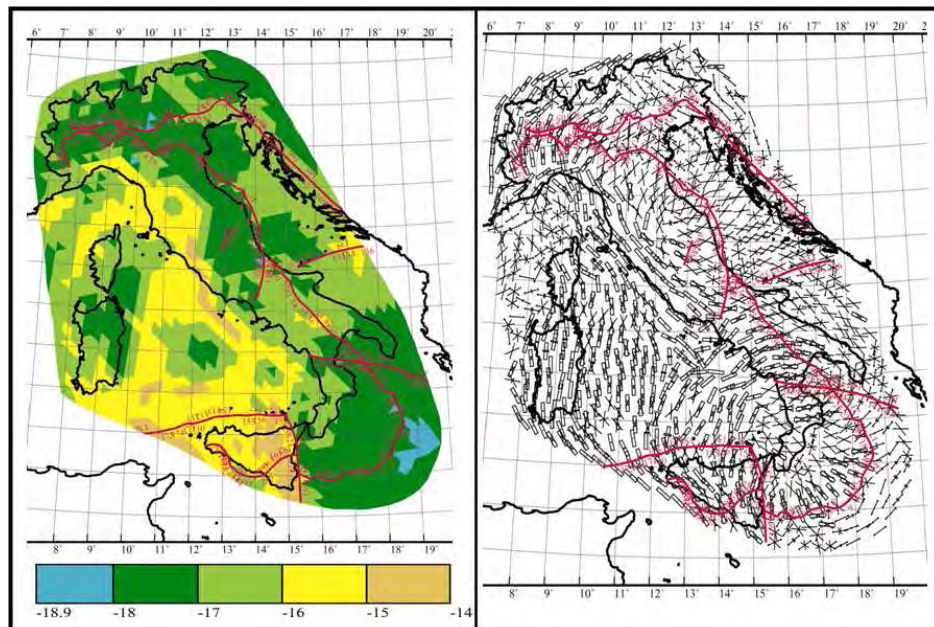


Figura 51. A sinistra: strain rate per il modello finale 700TRAZ, in scala logaritmica. A destra: orientazione preferenziale delle microfaglie per ogni elemento finito del modello finale 700TRAZ.

La quarta mappa (figura 51) dello strain rate considera tutte le condizioni della seconda con l'ulteriore aggiunta di trazioni alla base che portino il fronte esterno adriatico a migrare verso NE a 3mm/yr e il fronte ionico verso SE a 2cm/yr

5.2 CONFRONTO CON PRECEDENTI MODELLAZIONI NUMERICHE

Il confronto con precedenti lavori di modellazione numerica permette di considerare alcune importanti implicazioni di natura geologica e geofisica del mio lavoro.

Particolarmente interessante è stato il confronto con la modellazione numerica presente nel lavoro di Lavecchia et alii (1995) in cui si è analizzato in modo semplice ma quantitativo l'entità degli sforzi orizzontali generati dall'assottigliamento litosferico (figura 52). La configurazione asimmetrica del rift tirrenico e l'esistenza di un brusco gradino sul margine orientale è, favorevole, infatti, allo sviluppo di forze orizzontali dal rift all'adiacente litosfera adriatica e viceversa.

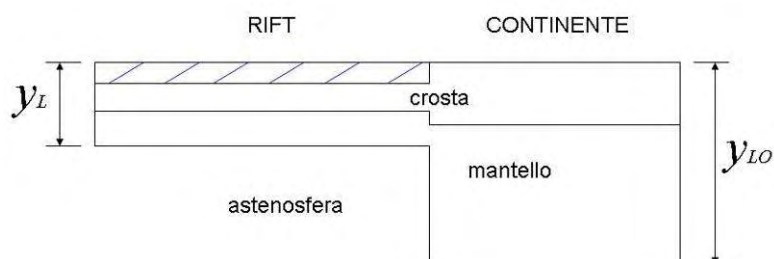


Figura 52. Schema del modello di distensione crostale e litosferica proposto da Lavecchia et alii (1995).

In particolare la forza F per unità di lunghezza può essere determinata considerando la differenza in pressione litostatica tra la regione assottigliata e quella indeformata e cioè la forza deviatorica orizzontale totale, per unità di lunghezza (dz):

$$F = \int_0^{y_{LO}} (p_{rift} - p_{mantello}) dz - \int_0^{y_{LO}} (p_{normale} - p_{mantello}) dz$$

dove y_{lo} è lo spessore litosferico iniziale e p la pressione litosferica.

Gli autori sostengono che l'ordine di grandezza delle forze per metro che entrano in gioco nel caso dell'assottigliamento tirrenico sono dell'ordine dei 0.5-2 TN/m.

Tali valori vengono confermati nel mio lavoro, anche se sono studiati in modo più dettagliato rispetto alla semplice struttura proposta dagli autori. Viene, tra l'altro,

confermata l'esistenza di forze deviatoriche positive, quindi compressive, localizzate principalmente ad E.(figura 53)

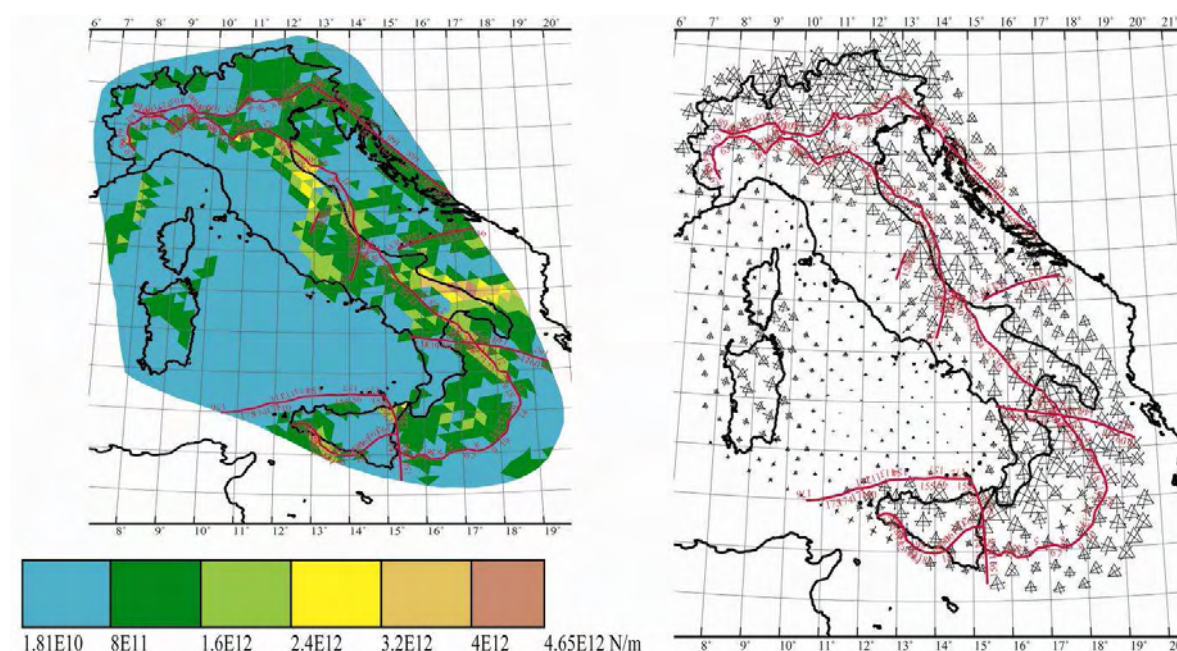


Figura 53. A sinistra: grandezza della forza orizzontale deviatorica totale per la griglia 700 con nodi al bordo fermi. A destra: la localizzazione delle forze orizzontali deviatoriche positive, quindi compressive.

Interessanti implicazioni comporta anche il confronto del mio lavoro con quello di Jimenez-Munt et alii (2003), i quali, tramite SHELLS, hanno modellato la deformazione attiva dell'area Mediterranea. La metodologia e i risultati, in questo caso, non sono del tutto identici a quelli del mio lavoro.

La prima grande differenza è negli spessori della crosta, calcolati dagli autori tramite l'isostasia. Le considerazioni fatte per l'Appennino Meridionale sono tali per cui si può sostenere che l'approssimazione isostatica - insieme all'approssimazione litostatica del programma stesso - fa diventare la modellazione eccessivamente semplice e poco realistica. Non è identico neanche il fronte esterno della catena appenninica, spostato generalmente più a W rispetto al mio modello e ai dati attualmente disponibili in letteratura (Doglioni et alii, 1998; Lavecchia et alii, 2003).

Un altro aspetto per cui il mio lavoro differisce da quello di Jimenez-Munt (2003) riguarda le velocità al contorno: alla convergenza Eurasia-Africa essi non

affiancano la rotazione antioraria di Adria che sembra fondamentale per la modellazione della penisola Italiana. Diverso è l'approccio anche per la modellazione dell'Arco Calabro: gli autori costruiscono due modelli aventi al bordo il fronte esterno da loro considerato.(figura 54)

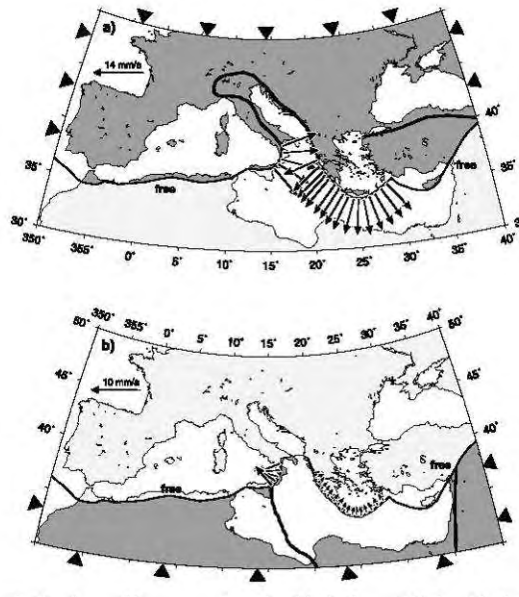


Figura 54. Modelli finali proposti da Jimenez-Munt et alii (2003).

Gli spostamenti dei nodi al contorno propongono uno scenario subduttivo lungo la Calabria per cui i nodi posti sul lato ionico sono diretti verso NW, mentre i nodi posti sul lato Tirrenico si spostano verso SE. Di contro, nella mia modellazione, non ho inserito come condizione al limite l'avanzamento dei fronti esterni adriatico e ionico in un contesto subduttivo, poiché sia sull'avanzamento che sulla subduzione non vi è convergenza d'opinioni. Sembra, inoltre, più idoneo ottenere come risultato l'avanzamento del fronte - inserendo le opportune trazioni alla base della litosfera - piuttosto che considerarlo come semplice condizione al contorno.

La differente metodologia utilizzata comporta, localmente, risultati differenti. Gli autori costruiscono, tramite triangolazione, una mappa dello strain rate (figura 55) della penisola Italiana ottenuta dagli spostamenti di alcuni siti del loro modello finale. Tale mappa viene confrontata con quella reale costruita con le misurazioni geodetiche effettuate sui siti stessi da Devoti (2002). Selezionando gli spostamenti di tali siti per ciascun modello finale (FINVEL700, FINVEL4, FINVEL1000 e

700TRAZ) , ho costruito anch'io 4 mappe dello strain rate (figura 56) da confrontare con le due presenti nel lavoro di Jimenez-Munt (2003).

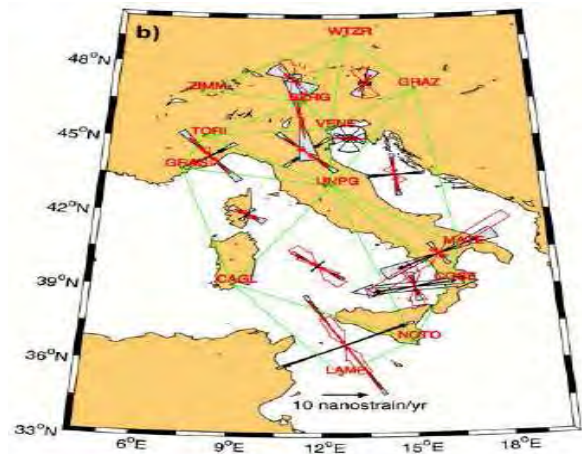


Figura 55. Siti rispetto ai quali Jimenez-Munt et alii (2003) confronta i propri modelli finali con le misurazioni geodetiche di Devoti (2002).

Devoti (2002) indica che nel triangolo UNPG-CAGL-NOTO ci deve essere compressione e, come per Jimenez-Munt, tutti i modelli – eccetto 700TRAZ- convergono su tale dato. NOTO-UNPG-COSE deve essere in estensione ed anche in questo caso i risultati del lavoro di Jimenez-Munt (2003) convergono con 3 dei miei 4 modelli finali.

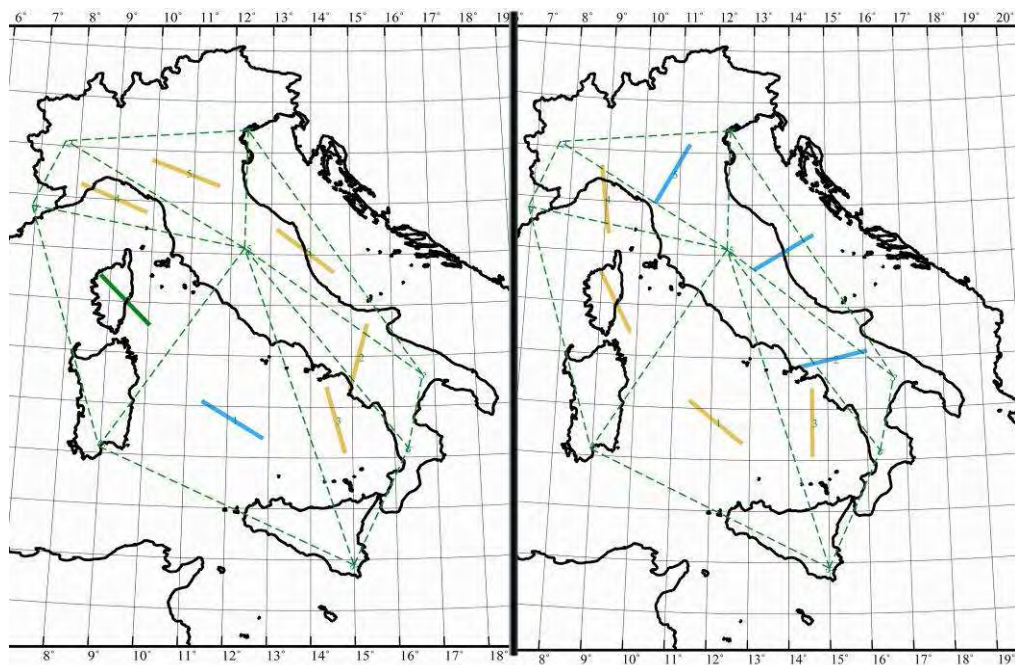


Figura 56. Triangolazione ottenuta tramite i valori dei modelli FINVEL1000 (a sinistra) e 700TRAZ (a destra).

Delle differenze sostanziali ci sono per il triangolo UNPG-MATE-COSE dove l'estensione è presente nei modelli FINVEL700 , FINVEL4, FINVEL1000, ma non nel modello finale di Jimenez-Munt (2003) e nel mio modello finale 700TRAZ. L'aspetto comune di questi due modelli (finale di Jimenez-Munt, 2003; e 700TRAZ) è ricollegato all'avanzamento del fronte calabro/tirrenico rispetto ai dati geologici. Ne deduco che, qualora si voglia investigare la deformazione attiva in Calabria rispetto agli spostamenti superficiali, i modelli costruiti per simulare l'avanzamento del fronte ionico mostrano delle lacune.

Passando all'Appennino Settentrionale, la situazione sembra invertita. La presenza di trazioni rende migliori i dati del modello 700TRAZ nei triangoli TORI-VENE-UNPG e MATE-UNPG-VENE rispetto agli altri modelli.

I modelli finali confermano anche le considerazioni di Caporali (2003) per lo strain rate tramite l'analisi esclusiva di dati GPS. Caporali divide l'Italia Peninsulare in 5 zone circolari ciascuna caratterizzata da un proprio strain rate.

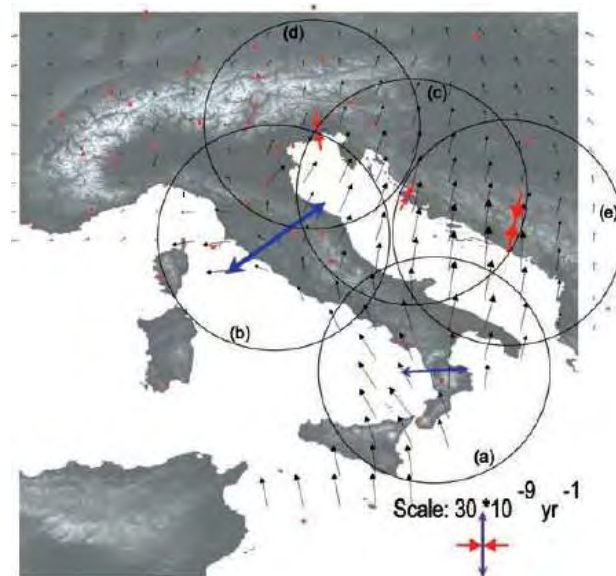


Figura 57. Suddivisione dell'Italia in cinque province con valore comune di strain rate, da Caporali (2003).

La provincia A nell'Italia Meridionale è caratterizzata da estensione con strain rate di $31 \pm 11 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ che sembra in buon accordo con i modelli ; la provincia B è ancora in estensione con strain rate di $57 \pm 11 \text{ nanostrain yr}^{-1}$. L'estensione è confermata da tutti modelli anche se il valore dello strain rate è minore rispetto a quello misurato e non supera mai il valore medio di $10 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ del modello

FINVEL1000. Le province C, D E sono in compressione con valori di strain rate decrescenti da SE verso NW da $36 \pm 7 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ a $18 \pm 3 \text{ nanostrain yr}^{-1}$; anche in questo caso viene generalmente confermata la compressione con importanti eccezioni (Adriatico Centrale nel modello 700finale), ma con valori medi dello strain rate inferiori ai $10 \text{ nanostrain yr}^{-1}$. È interessante sottolineare come analizzando il modello FINVEL1000 (figura 58) e considerando solo gli spostamenti dei siti in cui si hanno misurazioni geodetiche, lo strain rate medio diventi maggiore avvicinandosi sensibilmente in alcune aree (Tirreno, Calabria) ai valori proposti da Caporali.

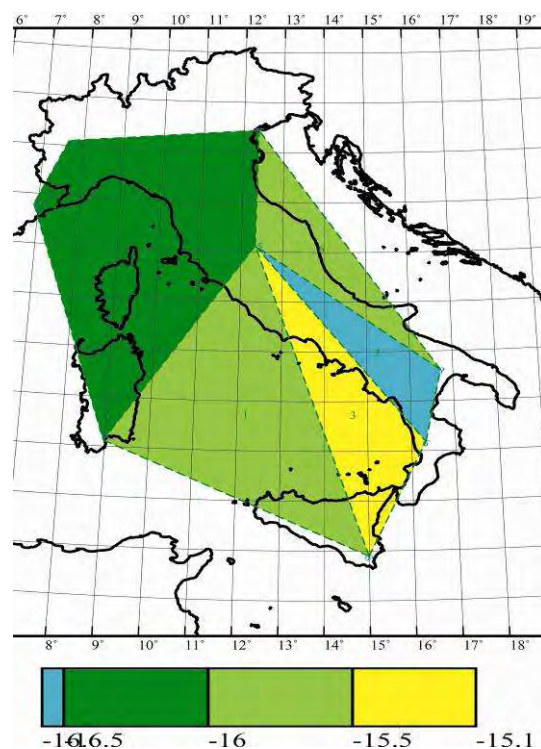


Figura 58. Strain rate risultante dalla triangolazione dei valori del modello FINVEL1000.

Ed, infine, un ultimo confronto con precedenti modellazioni circa le quantità delle trazioni inserite alla base della litosfera nel modello 700TRAZ. Da un punto di vista quantitativo si nota che sono state necessarie delle trazioni sotto l'Appennino Settentrionale e sotto l'Arco Calabro per ottenere degli avanzamenti dei rispettivi fronti compressivi dell'ordine di 3 mm/yr per l'Appennino Settentrionale e di 2 cm/yr per l'arco Calabro. Il semplice inserimento di trazioni alla base della litosfera non permette di scegliere in modo definitivo fra lo scenario subduittivo e quello governato da un plume astenosferico, anche perché tale scelta non rientra

negli obiettivi di questo lavoro. Piuttosto sembra interessante notare che in entrambi gli scenari geodinamici proposti per l'Italia giocano un ruolo fondamentale anche le trazioni esercitate alla base della litosfera le cui direzioni e ordine di grandezza sembrano compatibili con quanto modellato nel mio lavoro. Infatti nel modello subduttivo “*W-dipping*” di Doglioni (figura 59) l’arretramento flessurale con il flusso astenosferico ha come risultato una trazione alla base della litosfera localizzata in retroarco. La direzione di tale trazione sembra altamente compatibile con quella inserita nel mio modello. Quindi, in uno scenario subduttivo, le trazioni applicate alla base del potrebbero indicare l’effetto netto del flusso astenosferico e dell’arretramento flessurale.

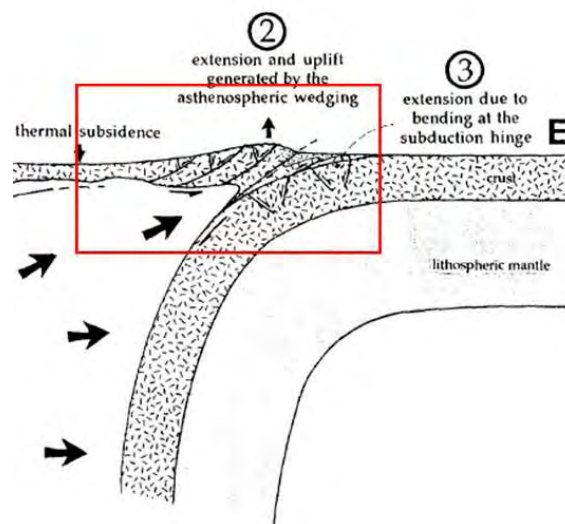


Figura 59. Scenario subduttivo proposto da Doglioni. Si notino le trazioni localizzate in retroarco

La particolare localizzazione del plume (circa uguale all’isobata dei 50km del lavoro di Panza et alii (1992) alla profondità della zona di transizione (Lavecchia, comunicazione personale-) sembrerebbe non poter essere collegato con la zona in cui andare ad inserire le trazioni. Ad un’analisi più attenta, però, sembra possibile giustificare le trazioni anche in un contesto dominato da un plume astenosferico.

Uno dei lavori più interessanti e completi svolti sui plume profondi è quello di Brunet e Yuen (2000). Fra le altre analisi essi studiano anche il regime degli stress associato al materiale in risalita. (figura 60)

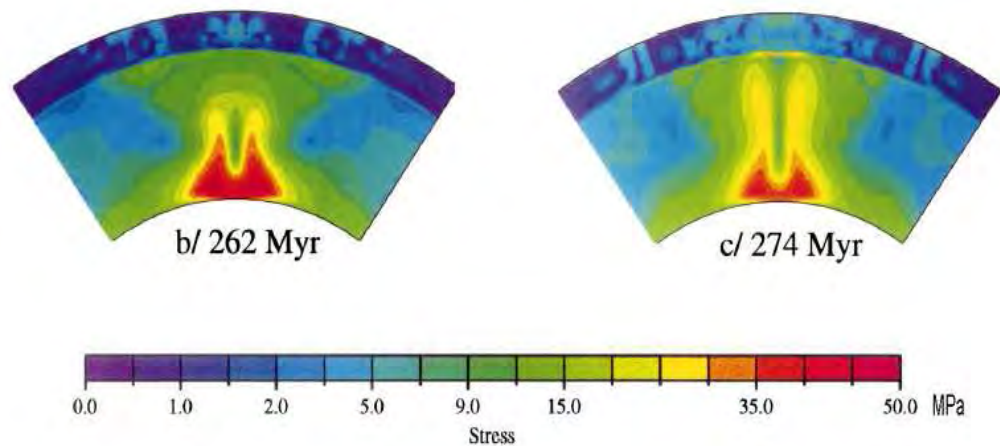


Figura 60. analisi del campo degli stress da Brunet e Yuen (2000)

Si nota come l'ordine di grandezza è in ottimo accordo con quanto previsto dal mio modello. In quest'ottica, la mia modellazione offre uno spunto interessante e, quindi, una pista di lavoro da approfondire: non sarebbe infatti difficile correlare le trazioni del mio lavoro con l'eventuale risalita di materiale proveniente dalla zona di transizione per far spazio alla messa in posto del plume profondo. Il flusso dell'astenosfera renderebbe probabile che le trazioni possano essere inserite più ad E del plume stesso, andando ad agire come nella figura, in accordo con il modello da me costruito. (figura 61)

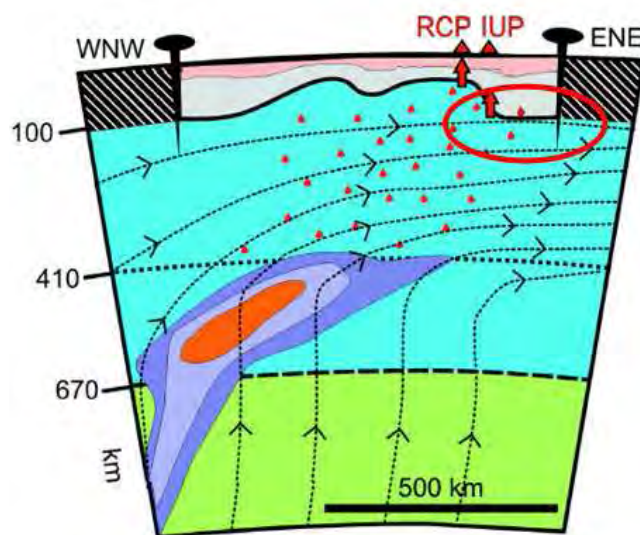


Figura 61. Possibili trazioni esercitate alla base della litosfera –cerchate con il rosso- da materiale in risalita dalla zona di transizione (da Lavecchia et alii, 2003).

Sembra, infine, molto probabile - sia per il contesto W-dipping di Doglioni che per il contesto plume - che la trazione sotto l'Appennino Settentrionale non abbia soluzione di continuità con quella dell'Arco Calabro, venendosi a caratterizzare come un'unica trazione continua lungo il lato W della dorsale appenninica.

CONCLUSIONI

Integrando informazioni geologiche e geofisiche, ho sviluppato una serie di modelli di stress, strain rate e velocità superficiali per l'area tirrenico appenninica allo scopo di confrontarli con le informazioni attualmente disponibili. La modellazione numerica è stata sviluppata utilizzando la tecnica degli elementi finiti e le velocità nodali sono state risolte mediante il metodo di Galerkin, o dei residui pesati, tramite l'uso del software SHELLS (Bird, 1999).

Tale approccio utilizza alcune approssimazioni fra le quali le più importanti sono la conduzione verticale e l'approssimazione litostatica dello stress verticale. Nonostante queste esemplificazioni, tale modellazione riesce a riprodurre le principali caratteristiche della deformazione attiva. Il mio metodo di lavoro è stato tale per cui ho considerato separatamente ciascun parametro per isolarne l'effetto e scegliere quello più appropriato. A questa prima fase è seguita la modellazione numerica delle principali zone dell'area investigata.

È innegabile che un simile approccio non garantisce che la migliore soluzione coincida con la esatta descrizione della situazione reale. In questo senso l'obiettivo finale viene raggiunto riproducendo quanto più fedelmente le informazioni disponibili in letteratura.

Si sono, perciò, così creati diversi modelli per studiare il campo della deformazione attiva per la Sicilia, l'arco calabro, l'Appennino Meridionale e l'Appennino Settentrionale. Una buona letteratura consente di effettuare una valutazione della significatività di ogni singolo modello per confronto con le misurazioni geodetiche di spostamento (Anzidei et alii, 2001; Nocquet e Calais, 2004; Hollenstein et alii, 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004), le orientazioni di $S_{h(min)}$ (Montone, 2004) e lo spostamento del fronte esterno ionico e appenninico. Tale modellazione numerica permette di riprodurre il generale regime distensivo nell'area tosko-tirrenica, mentre viene confermata l'importanza della rotazione antioraria della microplacca adriatica e della convergenza Eurasia – Africa.

Nel caso in cui si è voluto riprodurre l'avanzamento del fronte esterno nord-appenninico e ionico è stato necessario inserire delle trazioni alla base. I modelli, in questo caso, mostrano delle inconsistenze rispetto ai dati GPS e all'orientazione di

$S_{h(\min)}$ per la Calabria, mentre descrivono bene la deformazione attiva dell'Appennino Settentrionale e dell'Adriatico Centrale.

Vengono proposti quattro modelli finali che differiscono fra loro per le condizioni al contorno, per la struttura crostale utilizzata, per la definizione della base della litosfera e per le trazioni di taglio applicate ad essa. Sono stati preferiti come modelli finali quelli che hanno presentato minori inconsistenze con i dati reali per ogni singola area. I diversi modelli finali descrivono, comunque, sufficientemente bene il campo degli spostamenti superficiali, dello stress attivo e dello strain rate.

Propongo, infine, per ogni modello finale una mappa dello strain rate per l'area italiana tirreno – appenninica su nodi distanti in media 20 km.

Ogni modello finale è stata confrontato con precedenti lavori a scala simile: ciascun modello conferma il valore medio della forza deviatorica totale massima ($0,5/2TN/m$) proposta da Lavecchia et alii (1995).

C'è denotare che i modelli finali di questo lavoro riproducono più fedelmente il campo della deformazione attiva rispetto a quanto fatto da Jimenez-Munt et alii (2003). La causa di ciò è dovuto ad un differente metodo di modellare l'avanzamento del fronte ionico.

Rispetto alla mappa dello strain rate di Caporali(2003) si nota che i modelli finali riproduco bene il valore di $31 \pm 11 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ proposto dall'autore per l'Appennino Meridionale e il valore di strain rate inferiori ai $10 \text{ nanostrain yr}^{-1}$ per l'Appennino Settentrionale.

Ho cercato, infine, di giustificare la presenza di trazioni applicate alla litosfera considerando precedenti lavori di evoluzione geologica dell'area italiana. Appare evidente che le trazioni di taglio sono fondamentali sia in presenza di fenomeni subduttivi (Doglioni, 1991), sia in presenza di un plume profondo con caratteristiche chimiche peculiari (Lavecchia, 2003).

In base alla letteratura esistente il mio lavoro può ritenersi un punto di partenza su cui operare. Gli spessori utilizzati in questa modellazione numerica possono essere integrati o sostituiti con dati differenti proposti da altri autori (es. Scarascia et alii, 1994) e quindi una più esatta conoscenza della struttura litosferica dell'area investigata dovrebbe comportare un miglioramento del risultato stesso.

Altrettanto importante è l'analisi del flusso di calore regionale, grazie al quale perturbazioni crostali a carattere locale potrebbero essere isolate, rendendo più omogenea gli spessori della litosfera definita termicamente.

Interessanti prospettive derivano anche dall'inserimento delle principali strutture sismogenetiche (Valensise e Pantosti, 2001), in quanto tale modellazione permette di calcolare lo slip rate anelastico e quindi stabilire, in termini puramente probabilistici, l'evoluzione futura delle strutture stesse.

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio innanzitutto il professore Salvatore Barba, a cui va tutta la mia riconoscenza. Lo ringrazio in qualità di geofisico per i suoi appunti critici che hanno guidato il mio intero lavoro, in qualsiasi stadio. Tuttavia ringrazio maggiormente l'uomo Salvatore Barba, la cui assoluta disponibilità, in qualsiasi circostanza e per qualsiasi motivo, non potrà essere da me dimenticata.

Ringrazio la professoressa Giusy Lavecchia per avermi spronato all'analisi critica dei risultati oltre che per la sincera disponibilità al confronto diretto.

Ringrazio le mie donne (Rossella , mia madre e le mie sorelle) indicando con esse chiunque, in diverso modo, mi è stato vicino in questi anni universitari e durante questa ultima fatica. A tutti questi anche le mie scuse più sincere se l'accidia, sporadicamente, ha tolto spazio prezioso alla serenità.

Ringrazio e, senza ombra di dubbio, dedico per intero questo lavoro a chi ha pesantemente inciso sul mio background etico e culturale con la sua statura morale e che dunque considero il mio maestro di vita. La sua prematura scomparsa ha reso più triste questa esperienza universitaria, ma i suoi precedenti insegnamenti mi hanno riempito sempre di rinnovato entusiasmo.

Questo lavoro sia per lui un dolce abbraccio ed un affettuoso ricordo.

Grazie papà.

BIBLIOGRAFIA

- Amato, A., & Cimini, G.B., 2001. Deep structure from seismic tomography. In *Anatomy of an Orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean Basins*, V. Eds: Vai G.B. and Martini I.P. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, pp. 33-45.
- Amato, A., and Montone, P., 1997. Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy, *Geophysical Journal International*, 130, pp. 519–534.
- Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G., Galvani, A., Mantovani, E., Pesci, A., Riguzzi, F. and Serpelloni, E., 2001. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys, *Geophysical Journal International*, Vol. 146, pp. 98–110.
- Babbucci, D., Tamburelli, C., Viti, M., Mantovani, E., Albarelli, D., D’Onza, F., Cenni, N., Mugnaioli, E., 2004. Relative motion of the Adriatic with respect to the confining plates: seismological and geodetic constraints, *Geophysical Journal International*, Vol. 159, pp. 765 – 775.
- Barchi M., Minelli, G. and Pialli G., 1998. The Crop 03 profile: a synthesis of result on deep structures of the northern Apennines. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 52, pp. 383-400.
- Barnes, P. M., Mercier de Lepinary, B. , Collot, J.-Y., Delteil, J. and Audru, J.-C. , 1995. Strain partitioning in the transition area between oblique subduction and continental collision, Hikurangi margin, New Zealand, *New Zealand Journal Geophysical Research*, 100, 8221– 8232.
- Beavan, J., and Haines, H., 2001. Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific– Australian plate boundary zone through New Zealand, *J. Geophys. Res.*, 106, 741– 770.
- Bigi, S., Lenci, F., Doglioni, C., Moore, J.C., Carminati, E. & Scrocca D., 2003. Decollement depth vs accretionary prism dimension in the Apennines and the Barbados, *Tectonics*, 22, 2, 1010, doi:10.1029/2002TC001410.
- Bird, P. and Kong, X., 1994. Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 106 (2), pp. 159-174.
- Bird, P., 1989(a). New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheologies , *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, pp. 3967-3990.

- Bird, P., 1996. Computer simulations of Alaskan neotectonics , *Tectonics*, Vol. 15, pp. 225-236.
- Bird, P., 1998(b). Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°-49° N, western United States, *Tectonics*, Vol. 17, pp. 780-801.
- Bird, P., 1999. Thin-plate and thin-shell finite element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting, *Computers & Geosciences*, Vol. 25(4), pp. 383-394.
- Brunet, D. & Yuen, D., 2000. Mantle plumes pinched in the transition zone, *Earth & Planetary Science Letters*, Vol. 178, pp. 13-27.
- Calais, E., Nocquet, J.-M., Jouanne, F., and Tardy, M., 2002. Current Extension in the Central Part of the Western Alps from Continuous GPS Measurements, 1996–2001, *Geology*, Vol. 30–7, pp. 651–654.
- Carminati E. & Doglioni C., 2004. Mediterranean tectonics, in *Encyclopedia of Geology*, Elsevier.
- Carminati, E., Toniolo Augier, F. & Barba, S., 2001. Dynamic modelling of stress accumulation in central Italy: Role of structural heterogeneities and of rheology, *Geophysical Journal International*, Vol. 144, pp. 373-390.
- Catalano, R., Dogliosi, C. & Merlini S., 2001. On the Mesozoic Ionian basin, *Geophysical Journal International*, Vol. 144, pp. 49-64.
- Cataldi R., Mongelli F., Squarci P., Taffi L., Zito G., Calore C., 1995. Geothermal ranking of Italian territory, *Geothermics*, 142, pp. 115 -129.
- D'Agostino, N., Selvaggi, G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, B11402, doi:10.1029/2004JB002998.
- Decandia, A.F., Lazzarotto, A., Liotta, D., Cernobori, L. & Nicolich, R., 1998. The Crop 03 traverse: insights on postcollisional evolution of northern Apennines, *Memorie della Società Geologica Italiana*, 52, pp. 427-439.
- Della Vedova B., Bellani S., Pellis G. & Squarci P., 2001. Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.): “Anatomy of an 59 orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins”, Kuwler Academic Publishers, pp.65-76, Dordrecht, The Netherlands.

- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S. , 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191– 2194.
- Doglioni C., 1991. A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system. *Terra Nova*, 3, 4, pp. 423-434.
- Doglioni C., 1991. A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system. *Terra Nova*, 3, 4, pp. 423-434.
- Doglioni C., Harabaglia P., Martinelli G., Mongelli F. & Zito G., 1996. A geodynamic model of the Southern Apennines. *Terra Nova*, 8, pp. 540-547
- Doglioni, C., Merlini, S. & Cantarella G., 1999. Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian sea (central Mediterranean), *Earth & Planetary Science Letters*, 168, 3-4, pp. 243-254.
- Doglioni, C., Mongelli, F. & Pialli, G.P., 1998. Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc, *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. 52, pp. 457-468.
- Doglioni, C., Mongelli, F. & Pieri, P., 1994. The Puglia uplift (SE-Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere, *Tectonics*, 13, 5, pp. 1309-1321.
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Rossetti F., 2001. History of Subduction and Back-arc Extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145, pp. 1-21.
- Fernandez, M., and Ranalli, G., 1997. The role of rheology in extensional basin formation modelling, *Tectonophysics*, Vol. 282, pp. 129-145.
- Finetti, I.R., Boccaletti, M., Bovini, M., Del Ben, A., Geletti, R., Pipan, M. & Sani, F., 2001. Crustal section based on CROP seismic data across the North Tyrrhenian-Northern Apennines-Adriatic Sea. *Tectonophysics*, 343, pp. 135-163.
- Grenerczy, Gy., Kenyeres, A., Fejes, I., 2000. Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements, *Journal of Geophysical Research* Vol. 105, No. B9, pp. 21, pp. 835-21,846.
- Gualteri, L., Bertotti, G., Cloetingh, S., 1998. Lateral variations of thermo mechanical properties in the Tyrrhenian-northern Apennine region, *Tectonophysics*, Vol. 300, pp. 143-158(16).

- Gualtieri L. e Zappone A., 1998. Hypothesis of Ensialic Subduction in the Northern Apennines: a petrophysical contribution *Memorie della Società Geologica Italiana*, 52, 205-214.
- Gueguen F., Doglioni C. & Fernandez M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, Vol. 298, pp. 259-269.
- Hollenstein, C. H., Kahle, H.-G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S. and Giardini, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in southern Italy, *Geophysical Research Letters*, 30(18), 1935, doi:10.1029/2003GL017554.
- Jimenez-Munt, I., Bird, P. and Fernandez, M., 2001(b). Thin-shell modeling of neotectonics in the Azores-Gibraltar region, *Geophysical Research Letter*, Vol. 28, pp. 1083–1086.
- Jimenez-Munt, I., Fernandez, M., Torne, M. and Bird, P., 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: Results from a thin-sheet model , *Earth & Planetary Science Letters*, Vol. 192, pp. 175-189.
- Kong, X., and Bird, P., 1995. Shells: A thin-shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults, *Journal of Geophysical Research*, 100, 22,129-22,131.
- Lachenbruc, A. H., 1970. Crustal temperature and heat production: implication of the linear heat flow relation, *Journal Geophysical research*, 75, pp. 3291-3300.
- Larson, K. M., Freymueller, J. and Philipsen, S., 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System, *Journal of Geophysical Research*, 102, 9961 – 9981.
- Lavecchia, G, Boncio, P, Creati, N, and Brozzetti, F., 2003. Some Aspects Of The Italian Geology Not Fitting With A Subduction Scenario *Journal of the Virtual Explorer* 10, pp. 1-14.
- Lavecchia, G., Boncio, P. & Creati, N., 2003. A lithospheric scale thrust zone as an explanation for the relatively deep seismicity of central Italy, *Journal of Geodynamics*, Vol. 36, pp. 79-94.
- Lavecchia, G., Boncio, P., Creati, N. & Brozzetti, F., 2004. Stile strutturale, stato termo-meccanico e significato sismogenetico del thrust adriatico: dati e spunti da una revisione del profilo CROP 03 integrata con analisi di dati sismologici, *Bollettino Società Geologica Italiana*, Vol. 123, pp. 111-125.

- Lavecchia, G., Creati, N. & Boncio, P., 2002. The Intramontane Ultra-alkaline Province IUP of Italy: a brief review with considerations on the thickness of the underlying lithosphere, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, special volume 1, pp. 87-98.
- Lavecchia, G., Federico, C., Stoppa, F. & Karner, G.D., 1995. La distensione tosco-tirrenica come possibile motore della compressione appenninica, *Studi Geologici Camerti*, volume speciale 1995/1, pp. 489-497.
- Lebrun, J.-F., Lamarche, G., Collot, J.-Y. and Delteil, J. , 2000. Abrupt strike-slip fault to subduction transition: The Alpine Fault-Puysegur Trench connection, New Zealand, *Tectonics*, 19, 688–706.
- Liu, Z., and Bird, P., 2002(a). Finite element modeling of neotectonics in New Zealand, *Journal of Geophysical Research*, 107(B12), 2328, doi:10.1029/2001JB001075.
- Mariucci, M. T. and Muller, B., 2003. The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data, *Tectonophysics*, Vol. 361, pp. 21–35.
- Mariucci, M. T., Amato, A. and Montone, P., 1999(a). Recent tectonic evolution and present stress in the northern Apennines, *Tectonics*, Vol. 18, pp. 108–118.
- Mariucci, M. T., Amato, A., Gambini, R., Giorgioni, M. and Montone, P., 2002. Along-depth stress rotations and active faults: An example in a 5-km deep well of southern Italy, *Tectonics*, 21(4), 1021, doi:10.1029/2001TC001338.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophysical Journal International*, Vol. 155, pp. 126-138.
- Montone, P., Mariucci, M. T., Pondrelli, S. and Amato, A., 2004. An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean), *Journal of Geophysical Research*, 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703.
- Montone, P., Amato, A. and Pondrelli, S., 1999. Active stress map of Italy, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, pp. 25,595–25,610.
- Negredo, A. M., Bird, P., Sanz de Galdeano, C. and Bufo, E., 2002. Neotectonic modeling of the Ibero-Maghreb region, *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2292, doi:10.1029/2001JB000743.

- Nicolich, R., 2001. Deep Seismic Transects. In: Vai, G.B., Martini, P., (Eds), In Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publishers, pp. 47-52.
- Nocquet, J.-M. and Calais, E., 2004. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe, *Pure appl. geophys.* 161.
- Oldow, J. S., Ferranti, L., Lewis, D. S., Campbell, J. K., D'Argenio, B., Catalano, R., Pappone, G., Carmignani, L., Conti, P., and Aiken, C. L. V., 2002. Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen, *Geology*, Vol. 30, pp. 779– 782.
- Panza, G.F., Scandone, P., Calcagnile G., Mueller S. & Suhaldoc P. (1992) . The lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions. Quaderni de .La Ricerca Scientifica., 114 (3), CNR.
- Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P., Ranalli, G., 1997. Rheology. and seismotectonic regime in the northern central Mediterranean, *Tectonophysics*, Vol. 270, pp. 239-257.
- Pialli, G., Barchi, M. & Minelli, G. (Eds.), 1998. Results of the CROP-03 deep seismic reflection profile, *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 1-657.
- Piana Agostinetti N., Lucente, F. P., Selvaggi, G. and Di Bona, M., 2002. Crustal Structure and Moho Geometry beneath the Northern Apennines (Italy) *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, NO. 20, 1999, doi:10.1029/2002GL015109.
- Pondrelli, S., Piromallo, C., and Serpelloni, E., 2004. Convergence vs. retreat in Southern Tyrrhenian Sea: Insights from kinematics, *Geophysical Research Letters*, 31, L06611, doi:10.1029/2003GL019223.
- Pontevivo, A., Panza, G. F., 2002. Group velocità tomography and regionalization in Italy and bordering areas, physics of the earth and planetari interiors, 134, 1-15.
- Rosenbaum, G., Lister G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*; 23:10.1029/2003TC001518.
- Scarascia, S., Lozej, A. & Cassinis, R., 1994. Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian Seas and adjacent onshore areas interpreted from wide-angle seismic profiles. *Bollettino di Geofisica Teorica Applicata*, Vol. 36, pp. 141-144.

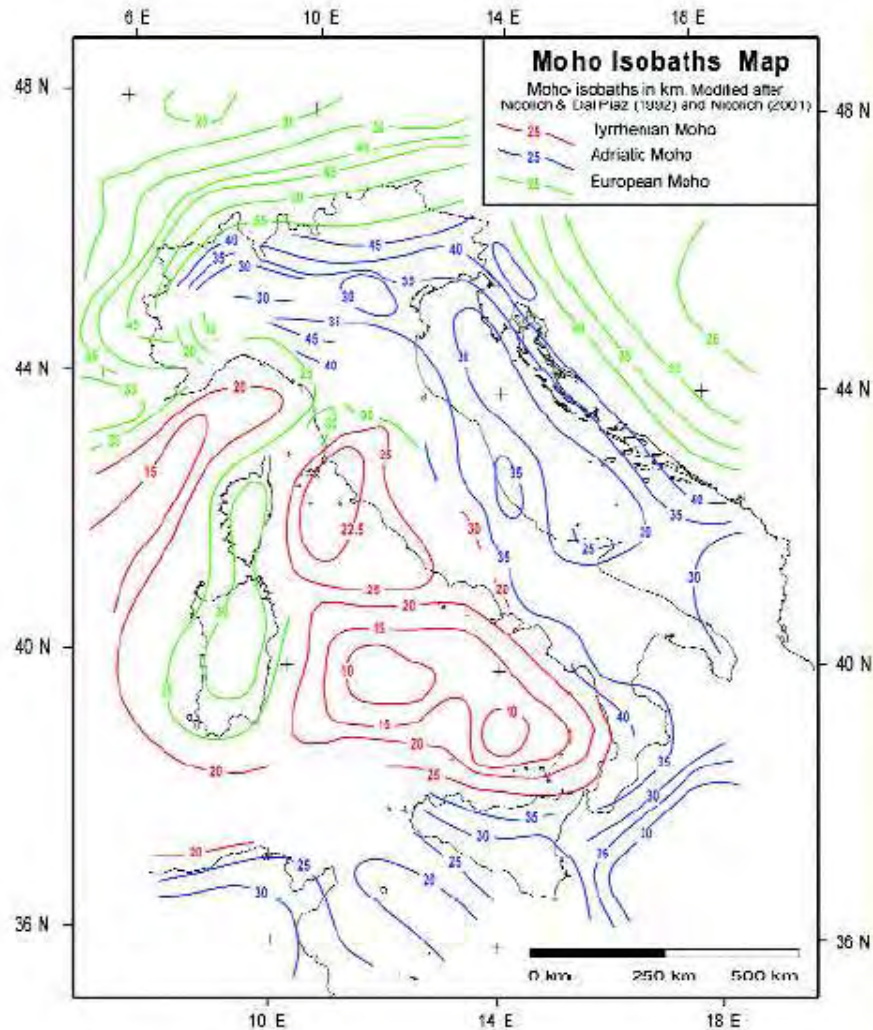
- Scrocca D., Doglioni C. & Innocenti F., 2003. Constraints for an interpretation of the Italian geodynamics: a review. In: Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L. Burbi L., D'Offizi S. (Eds.): "CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust". *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, Vol. 62, pp. 15-46.
- Tregoning, P., 1998. Determination of current plate motions in Papua New Guinea from Global Positioning System observations, *Journal of Geophysical Research*, 103, 12, 181– 12,205.
- Turcotte, D., Schubert, G., 1982. *Geodynamics*, Wiley and Sons, New York.
- Valensise G. & Pantosti, D. (eds), 2001. Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy, *Annali di Geofisica*, Vol. 44, Suppl. 1, with CD-ROM.
- Waschbusch, P. and Beaumont, C., 1996. Effect of retreating subduction zone on deformation in simple regions of plate convergence, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, pp. 28133-28148.
- Zito G., Mongelli F., De Lorenzo S. & Doglioni C., 2003. Heat flow and geodynamics in the Tyrrhenian Sea, *Terra Nova*, 15, 6, pp. 425–432, doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00507.x

APPENDICI

APPENDICE 1: I PARAMETRI DEL MODELLO (*file input .in*)

0.9	FAULT	FRICTION COEFFICIENT
0.9	CONTINUUM	FRICTION COEFFICIENT
0.00	BIOT	COEFFICIENT (EFFICACY OF PORE PRESSURE)
0.00	BYERLY	(0.-.99); FRACTIONAL STRENGTH REDUCTION OF MASTER FAULT
2.3E9	ACREEP	(SHEAR STRESS COEFFICIENT OF CREEP LAW,CRUST)
9.5E4	ACREEP	(SHEAR STRESS COEFFICIENT OF CREEP LAW,MANTLE)
4000.	BCREEP	(ACTIVATION ENERGY/N/GAS-CONSTANT,CRUST) (IN °K)
18314.	BCREEP	(ACTIVATION ENERGY/N/GAS-CONSTANT,MANTLE) (IN °K)
0.	CCREEP	(DERIVITIVE OF BCREEP WITH RESPECT TO DEPTH,CRUST)
0.0171	CCREEP	(DER. OF BCREEP WITH RESPECT TO DEPTH, MANTLE)
5.E8	DCREEP	(MAXIMUM SHEAR STRESS; CRUST)
5.E8	DCREEP	(MAXIMUM SHEAR STRESS; MANTLE)
0.333333	ECREEP	(EXPONENT ON STRAIN-RATE- CREEP-STRESS LAWS)=(1/N)
1540.		INTERCEPT OF UPPER MANTLE ADIABAT (K)
6.1E-4		SLOPE OF UPPER MANTLE ADIABAT (K/M)
400.E3	ZBASTH:	DEPTH OF BASE OF ASTHENOSPHERE
AF		PLATE WHICH DEFINES VELOCITY REFERENCE FRAME
0/2 40.0	ICONVE:	0=NONE; 1=HAGER/O'CONNELL; 2=BAUMGARDNER;3=NV1; 4=CONTINENTAL NV1
0.00/	TRHMAX	(LIMIT ON BASAL TRACTION)
5E+11	TAUMAX	(DOWN-DIP INTEGRAL OF SUBDUCTION ZONE TRACTION)
1032.	RHOH2O	(DENSITY OF WATER, P=0 AND T=SURFACE TEMP.)
2780.	RHOBAR	(MEAN DENSITY AT P=0 AND T=0; CRUST)
3350.	RHOBAR	(MEAN DENSITY AT P=0 AND T=0; MANTLE)
3170.	RHOAST	(DENSITY OF ASTHENOSPHERE, AT P=0 AND AMBIENT T)
9.8		GRAVITATIONAL ACCELERATION
1000.		ONE KILOMETER, EXPRESSED IN CURRENT LENGTH UNITS
6371000.		RADIUS OF THE PLANET
0		VOLUMETRIC THERMAL EXPANSION COEFFICIENT; CRUST
3.5E-5		VOLUMETRIC THERMAL EXPANSION COEFFICIENT; MANTLE
2.3		THERMAL CONDUCTIVITY; CRUST
3.1		THERMAL CONDUCTIVITY; MANTLE
3.0E-7		RADIOACTIVE HEAT PRODUCTION, ON VOLUME (NOT MASS) BASIS
0		RADIOACTIVE HEAT PRODUCTION, ON VOLUME (NOT MASS) BASIS
275.		SURFACE TEMPERATURE, IN KELVIN
1300.		UPPER TEMPERATURE LIMITS, IN KELVIN; CRUST
1600.		UPPER TEMPERATURE LIMITS, IN KELVIN;MANTLE-LITHOSPHERE
60		MAXIMUM NUMBER OF ITERATIONS
0.00001		ACCEPTABLE CONVERGENCE LEVEL (FRACTIONAL VEL. CHANGE)
50.E6		REFERENCE LEVEL OF SHEAR STRESS
1.00E-11		ACCEPTABLE LEVEL OF VELOCITY ERRORS (1 MM/A = 3.17E-11 M/S)

APPENDICE 2: MAPPA DELLE ISOBATE DELLA MOHO (da Nicolich, 2001)



Nel modello ISOSTATICO la Moho viene determinata tramite l'assunzione isostatica, quindi:

$$Z_{\text{MOHO}} = \rho_a / (\rho_a - \rho_c) * [e - (\rho_a - \rho_m)h_m / \rho_a + H_0] \quad e \geq 0$$

$$Z_{\text{MOHO}} = \rho_a / (\rho_a - \rho_c) * [(\rho_a - \rho_m)e / \rho_a - (\rho_a - \rho_m)h_m / \rho_a + H_0] \quad e < 0$$

Nei modelli con prefisso o suffisso “4” la Moho viene determinata tramite gli spessori forniti da Panza (1992); mentre per i modelli con suffissi o prefissi “700”, “1000” e gli spessori della crosta vengono determinati rispetto alle isobate fornite da Nicolich (2001).

APPENDICE 3: MAPPA DEL FLUSSO DI CALORE SUPERFICIALE (da Della Vedova et alii, 2001)

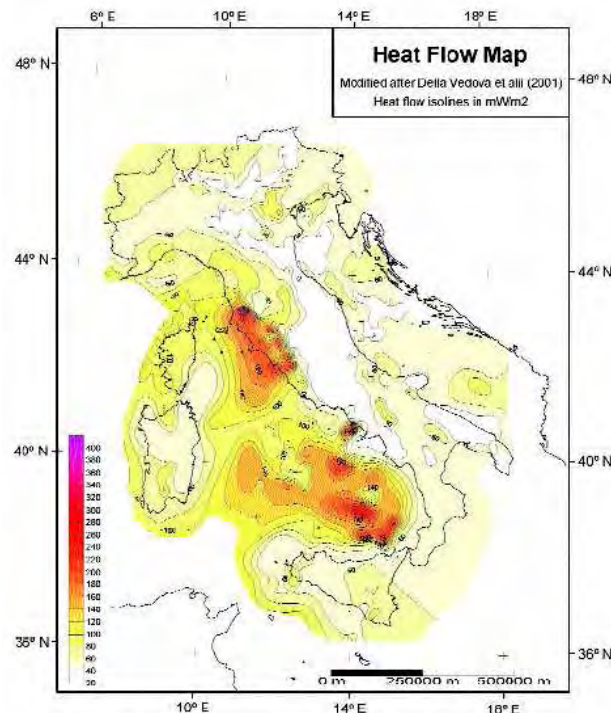


Fig. 3 - Heat Flow Map (modified after: MORICELLI et alii, 1991; CATALDI et alii, 1995; DELLA VEDOVA et alii, 2001).
- Mappa del flusso di calore (modificato da: MORICELLI et alii, 1991; CATALDI et alii, 1995; DELLA VEDOVA et alii, 2001).

Per tutti i modelli, ad eccezione di quelli con prefisso o suffisso “700” e “1000” vengono digitalizzate le isoterme di Della Vedova (2001).

Per i modelli con suffisso/prefisso “700” il flusso superficiale viene calcolato tramite l’approssimazione conduttiva-stazionaria e tramite l’assunzione di Pasquale (1997) per il quale la massima temperatura alla Moho è di 1000°K, quindi:

$$T_{MOHO} = T_{sup} + 1/K_c * q_{sup} * Z_{MOHO} - H_c / 2K_c * (Z_{MOHO})^2$$

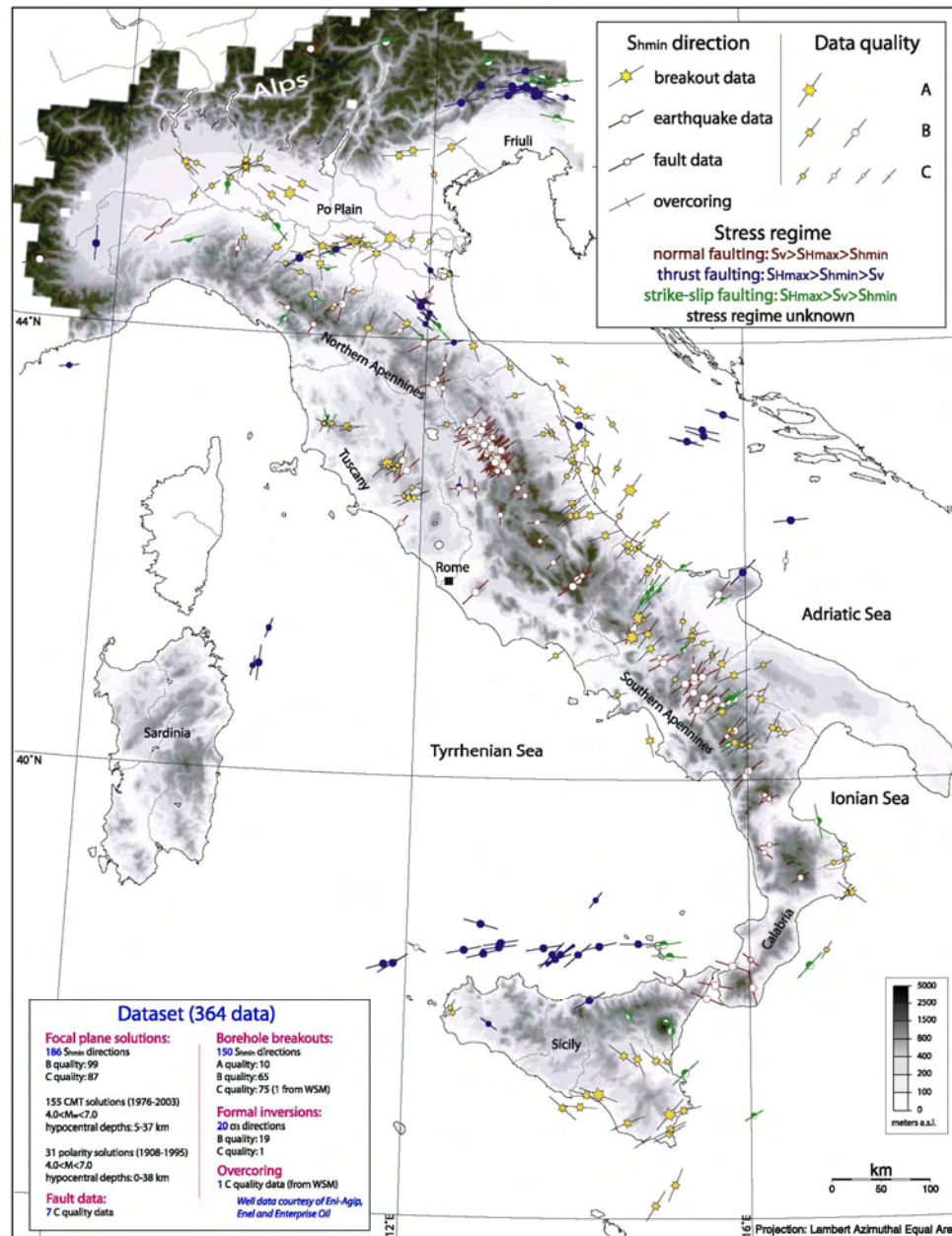
dove K_c è la conduttività termica della crosta, K_m la conduttività termica del mantello, ρ_a la densità astenosferica, ρ_c la densità della crosta e ρ_m la densità del mantello.

Con queste equazioni, conoscendo T_{MOHO} (temperatura alla Moho), e (altitudine/batimetria) e Z_{MOHO} (profondità della Moho), si può facilmente calcolare q_{sup} (flusso del calore superficiale).

Per i modelli con suffisso / prefisso “1000” il flusso superficiale viene calcolato agendo in modo identico rispetto a quanto visto in precedenza, mettendo, però, come limite superiore per le temperature alla Moho 1300°K, seguendo Gualtieri (1998).

Per i modelli “700” e “1000” il flusso di calore superficiale determina anche gli spessori litosferici, definiti rispettivamente alla loro base dall’isoterma dei 1600°K e 1900°K.

APPENDICE 4: MAPPA DELLO STRESS (da Montone et alii, 2004)



Tale mappa dello stress attivo proposta da Montone et alii (2004) è stato il metro di paragone, per scegliere modelli che presentassero minori inconsistenze con i dati reali.

È stata scelta questa mappa perché l'area investigata dagli autori è dello stesso ordine di grandezza dei modelli finali proposti nel capitolo V. Questo garantisce il sufficiente grado di precisione per individuare il campo degli stress regionali e di non considerare fenomeni a scala locale.

APPENDICE 5: SPOSTAMENTI SUPERFICIALI

Fra i diversi lavori consultati ho selezionato, in modo del tutto arbitrario, solo quelli le cui campagne di misurazione siano durate più di cinque anni e che siano stati pubblicati dopo il 2000. In questo modo ho cercato di ridurre l'incertezza dei dati e aumentare la loro affidabilità.

Quindi per l'Italia Meridionale i lavori di riferimento sono quelli di Hollenstein et alii (2003), D'Agostino e Selvaggi (2004) e Anzidei et alii (2001); per l'Italia settentrionale al lavoro di Anzidei et alii (2001) ho affiancato i lavori di Calais et alii (2002) e Nocquet e Calais (2004).

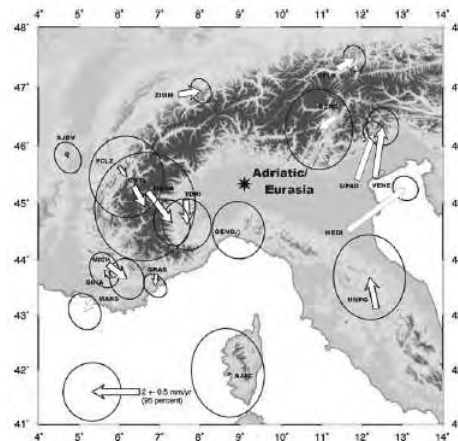


Figura 62. Vettori dello spostamento da Nocquet e Calais (2004)

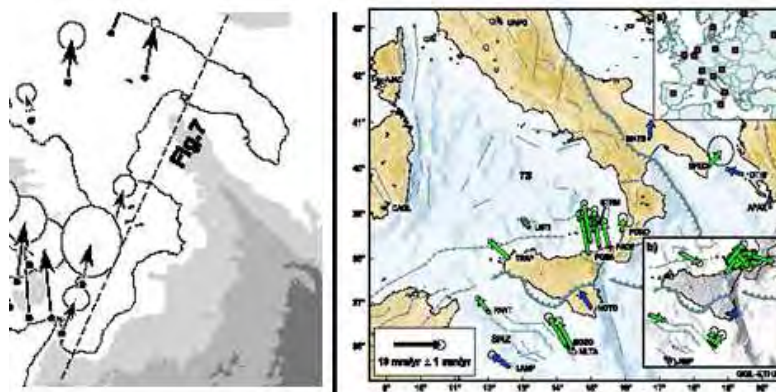


Figura 63. A sinistra: Vettori dello spostamento da D'Agostino e Selvaggi (2004). A destra: vettori spostamento da Hollenstein (2003).

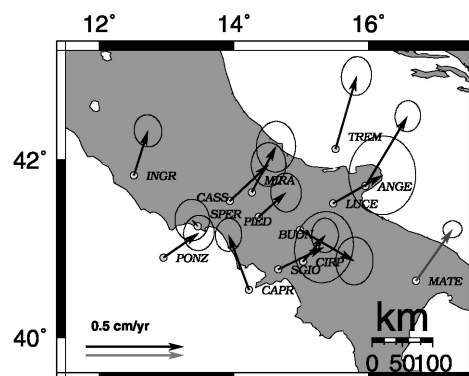
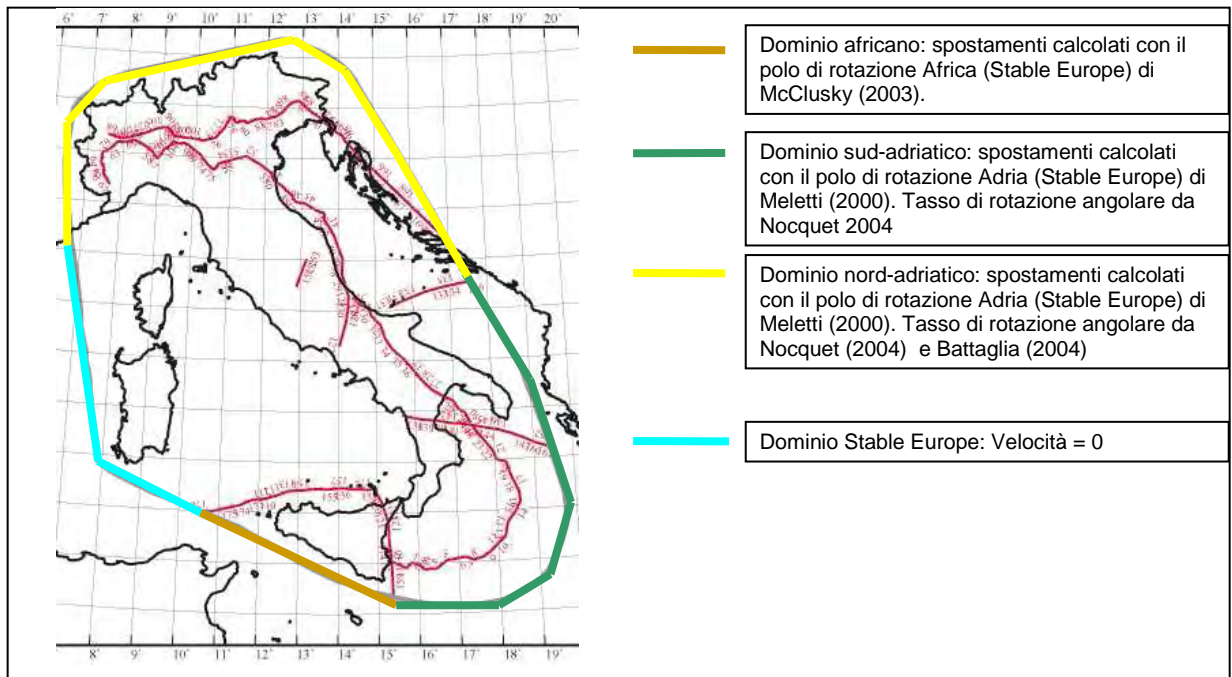


Figura 64. Vettori dello spostamento da Anzidei et alii (2001).

APPENDICE 6: MAPPA E SCHEDA DEGLI SPOSTAMENTI DEI NODI AL CONTORNO DEI MODELLI FINALI (*file .bcs*)



NUM	NODE	CONDITION	VELOCITY (m/s)	AZIMUTH	LATITUDE	LONGITUDE
1	1	2	5.423E-11	276.880	46.703	8.721
2	2	2	5.234E-11	270.980	46.632	8.358
3	6	2	5.101E-11	264.707	46.561	7.995
4	13	2	4.948E-11	257.465	46.447	7.604
5	23	2	4.770E-11	248.499	46.268	7.167
6	36	2	4.606E-11	241.855	46.096	6.892
7	52	2	4.528E-11	236.588	45.968	6.684
8	74	2	4.348E-11	230.538	45.774	6.509
9	101	2	3.981E-11	225.143	45.526	6.480
10	135	2	3.657E-11	218.725	45.278	6.451
11	170	2	3.386E-11	211.218	45.031	6.423
12	205	2	3.184E-11	202.539	44.783	6.394
13	241	2	2.982E-11	193.843	44.547	6.423
14	277	2	2.861E-11	184.707	44.324	6.452
15	278	2	2.793E-11	176.146	44.127	6.494
16	313	2	2.779E-11	163.167	43.839	6.576
17	349	2	2.846E-11	153.849	43.629	6.644
18	387	2	3.051E-11	143.419	43.366	6.712
19	425	2	3.251E-11	137.806	43.196	6.739
20	465	2	0.000E+00	90.000	42.900	6.841
21	504	2	0.000E+00	90.000	42.658	6.924
22	505	2	0.000E+00	90.000	42.474	6.976
23	543	2	0.000E+00	90.000	42.198	7.054
24	582	2	0.000E+00	90.000	41.830	7.143
25	619	2	0.000E+00	90.000	41.515	7.194
26	658	2	0.000E+00	90.000	41.239	7.286
27	695	2	0.000E+00	90.000	41.039	7.368
28	733	2	0.000E+00	90.000	40.802	7.407
29	771	2	0.000E+00	90.000	40.537	7.516
30	812	2	0.000E+00	90.000	40.317	7.549
31	851	2	0.000E+00	90.000	40.080	7.600
32	891	2	0.000E+00	90.000	39.844	7.650

33	929	2	0.000E+00	90.000	39.578	7.708
34	966	2	0.000E+00	90.000	39.293	7.788
35	967	2	0.000E+00	90.000	39.096	7.850
36	1004	2	0.000E+00	90.000	38.859	7.911
37	1041	2	0.000E+00	90.000	38.714	8.169
38	1042	2	0.000E+00	90.000	38.608	8.437
39	1078	2	0.000E+00	90.000	38.501	8.754
40	1115	2	0.000E+00	90.000	38.393	9.095
41	1116	2	0.000E+00	90.000	38.297	9.386
42	1154	2	0.000E+00	90.000	38.241	9.640
43	1155	2	0.000E+00	90.000	38.157	9.942
44	1192	2	0.000E+00	90.000	38.081	10.200
45	1226	2	0.000E+00	90.000	37.974	10.557
46	1259	2	1.596E-10	315.126	37.974	10.557
47	1294	2	1.599E-10	315.487	37.901	10.845
48	1295	2	1.602E-10	315.878	37.809	11.152
49	1331	2	1.605E-10	316.361	37.694	11.532
50	1367	2	1.608E-10	317.015	37.477	12.015
51	1399	2	1.610E-10	317.298	37.404	12.237
52	1400	2	1.612E-10	317.676	37.279	12.519
53	1435	2	1.615E-10	318.233	37.089	12.933
54	1469	2	1.618E-10	318.764	36.912	13.333
55	1505	2	1.619E-10	318.946	36.858	13.475
56	1539	2	1.620E-10	319.150	36.797	13.634
57	1541	2	1.623E-10	319.558	36.682	13.958
58	1542	2	1.626E-10	319.902	36.606	14.245
59	1569	2	1.629E-10	320.252	36.515	14.531
60	1544	2	1.632E-10	320.650	36.424	14.865
61	1570	2	1.636E-10	320.951	36.384	15.138
62	1572	2	1.638E-10	321.206	36.337	15.361
63	1571	2	1.749E-10	57.815	36.337	15.361
64	1586	2	1.789E-10	56.792	36.266	15.728
65	1587	2	1.823E-10	55.905	36.213	16.050
66	1596	2	1.860E-10	54.973	36.160	16.398
67	1597	2	1.883E-10	54.102	36.164	16.678
68	1603	2	1.925E-10	52.883	36.139	17.118
69	1604	2	1.946E-10	52.192	36.141	17.358
70	1600	2	1.971E-10	51.206	36.172	17.677
71	1602	2	1.998E-10	50.091	36.218	18.037
72	1594	2	2.020E-10	48.866	36.306	18.398
73	1595	2	2.032E-10	47.851	36.409	18.665
74	1585	2	2.041E-10	46.692	36.548	18.946
75	1568	2	2.038E-10	45.198	36.787	19.224
76	1538	2	2.021E-10	43.780	37.066	19.401
77	1503	2	2.007E-10	42.470	37.317	19.567
78	1466	2	1.984E-10	40.922	37.638	19.708
79	1467	2	1.944E-10	39.401	38.001	19.734
80	1434	2	1.910E-10	38.280	38.280	19.709
81	1398	2	1.867E-10	37.185	38.573	19.619
82	1364	2	1.828E-10	36.170	38.838	19.528
83	1366	2	1.781E-10	34.824	39.168	19.424
84	1365	2	1.781E-10	34.824	39.168	19.424
85	1330	2	1.750E-10	33.933	39.383	19.344
86	1293	2	1.711E-10	32.706	39.662	19.251
87	1258	2	1.675E-10	31.671	39.899	19.144
88	1225	2	1.650E-10	30.724	40.094	19.090
89	1190	2	1.625E-10	29.952	40.261	19.009
90	1191	2	1.594E-10	28.909	40.476	18.912
91	1152	2	1.560E-10	27.584	40.733	18.811
92	1153	2	1.521E-10	26.267	40.990	18.668
93	1114	2	1.482E-10	25.080	41.222	18.501

94	1077	2	1.451E-10	24.095	41.407	18.363
95	1040	2	1.411E-10	22.575	41.670	18.199
96	1003	2	1.373E-10	21.266	41.894	18.020
97	964	2	1.343E-10	20.129	42.078	17.879
98	965	2	1.308E-10	18.519	42.321	17.718
99	927	2	1.277E-10	17.088	42.528	17.572
100	928	2	1.490E-10	17.088	42.528	17.572
101	889	2	1.450E-10	15.404	42.761	17.399
102	890	2	1.410E-10	13.555	43.003	17.222
103	850	2	1.374E-10	11.709	43.232	17.055
104	810	2	1.346E-10	10.048	43.428	16.921
105	811	2	1.346E-10	10.048	43.428	16.921
106	770	2	1.310E-10	7.598	43.703	16.745
107	731	2	1.269E-10	4.647	44.016	16.527
108	732	2	1.227E-10	1.373	44.341	16.274
109	694	2	1.198E-10	358.713	44.591	16.088
110	655	2	1.177E-10	356.937	44.749	15.941
111	656	2	1.152E-10	353.634	45.038	15.739
112	618	2	1.133E-10	351.254	45.235	15.575
113	581	2	1.099E-10	345.789	45.667	15.218
114	542	2	1.083E-10	342.969	45.876	15.023
115	503	2	1.074E-10	340.355	46.072	14.869
116	463	2	1.064E-10	336.599	46.346	14.642
117	464	2	1.061E-10	333.913	46.541	14.485
118	424	2	1.056E-10	331.831	46.682	14.342
119	386	2	1.044E-10	329.368	46.827	14.131
120	348	2	1.028E-10	326.774	46.959	13.879
121	312	2	9.998E-11	323.062	47.116	13.486
122	276	2	9.647E-11	319.663	47.207	13.071
123	240	2	9.420E-11	316.165	47.322	12.708
124	204	2	9.127E-11	313.767	47.341	12.395
125	169	2	8.673E-11	311.502	47.283	12.027
126	134	2	8.228E-11	309.021	47.223	11.659
127	100	2	7.798E-11	306.282	47.163	11.292
128	73	2	7.381E-11	303.230	47.101	10.922
129	51	2	6.983E-11	299.852	47.038	10.553
130	35	2	6.606E-11	296.119	46.973	10.185
131	22	2	6.257E-11	291.984	46.907	9.818
132	12	2	5.939E-11	287.399	46.840	9.451
133	5	2	5.660E-11	282.374	46.772	9.086

Sommario	
RIASSUNTO.....	2
CAPITOLO I: INTRODUZIONE	4
1.1. LA MODELLAZIONE NUMERICA	4
1.2. SHELLS: UN PROGRAMMA DI MODELLAZIONE NUMERICA.....	8
<i>1.2.1 Il metodo di Galerkin e l'approssimazione agli elementi finiti per il calcolo delle velocità in Shells</i>	12
<i>1.2.2 Modello termico associato</i>	16
1.3. UN'APPLICAZIONE DI SHELLS: LA NEOTETTONICA DELLA NUOVA ZELANDA.....	18
CAPITOLO II: METODOLOGIA	24
2.1 GLI STEP PER OGNI MODELLO.....	24
2.2 ERRORE DELLE VELOCITA'	31
CAPITOLO III: I DATI	36
3.1 GLI SPESSORI DELLA CROSTA.....	36
3.2 FLUSSO DI CALORE SUPERFICIALE.....	38
3.3 DATABASE DI CONFRONTO: STRESS ATTIVI E MISURAZIONI GEODETICHE	43
CAPITOLO IV: RISULTATI	48
4.1 SICILIA	48
4.2 CALABRIA	52
4.3 APPENNINO MERIDIONALE	57
4.4 APPENNINO SETTENTRIONALE.....	62
CAPITOLO V: DISCUSSIONE	68
5.1 I MODELLI FINALI	68
5.2 CONFRONTO CON PRECEDENTI MODELLAZIONI NUMERICHE.....	73
CONCLUSIONI	82
RINGRAZIAMENTI	85
BIBLIOGRAFIA	86
APPENDICI	93
APPENDICE 1: I PARAMETRI DEL MODELLO (<i>file input .in</i>)	93
APPENDICE 2: MAPPA DELLE ISOBATE DELLA MOHO (da Nicolich, 2001)	94
APPENDICE 3: MAPPA DEL FLUSSO DI CALORE SUPERFICIALE (da Della Vedova et alii, 2001)	95
APPENDICE 4: MAPPA DELLO STRESS (da Montone et alii, 2004).....	96
APPENDICE 5: SPOSTAMENTI SUPERFICIALI	97
APPENDICE 6: MAPPA E SCHEDA DEGLI SPOSTAMENTI DEI NODI AL CONTORNO DEI MODELLI FINALI (<i>file .bcs</i>)	98
Sommario	101